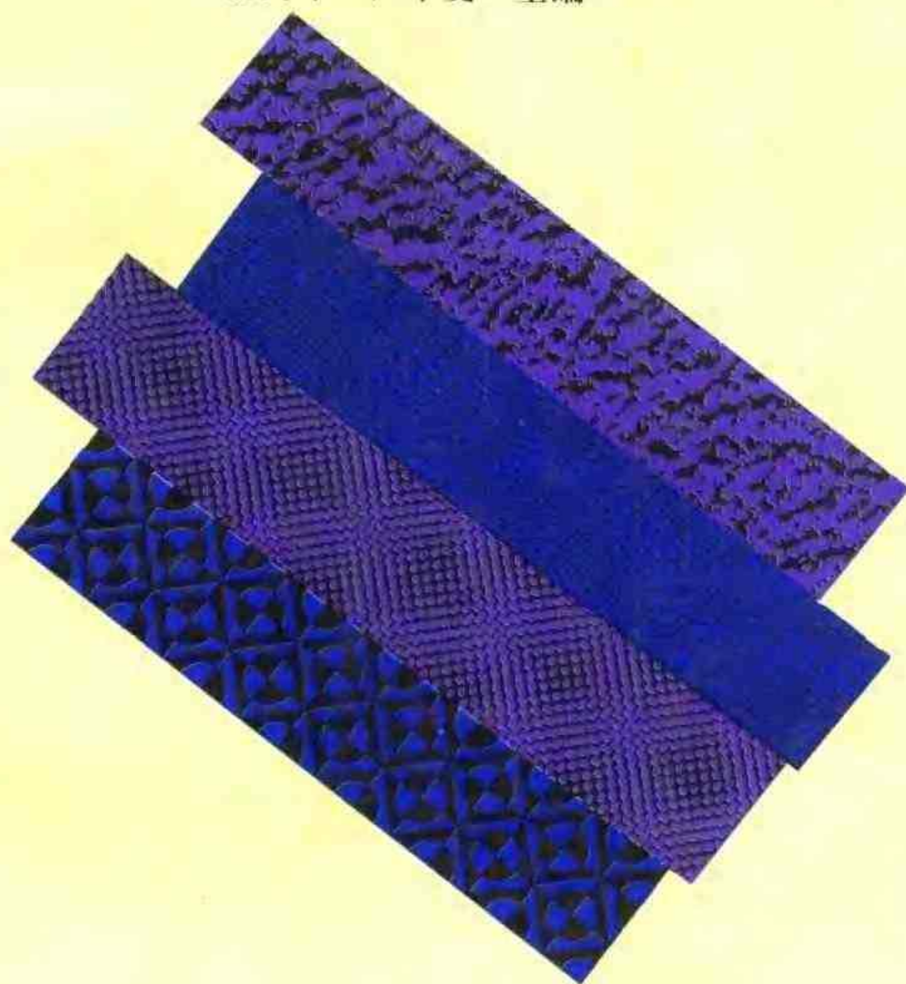
构造地质学原理

（修订版）

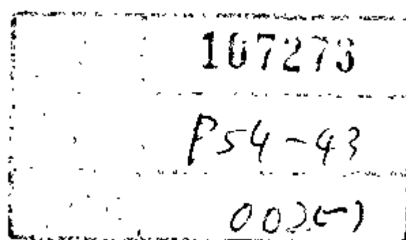
俞鸿年　卢华复　主编





南京大学出版社

高等学校教材



构造地质学原理

（修订版）

俞鸿年　卢华复　　主编





南京大学出版社

1998・南京

内容提要

本书内容包括构造地质学的课堂讲授（十二章与附文）、实验教材及附录。课堂讲授内容按先形态后成因顺序安排了十二章，其中第一至三章为构造形态描述，第四至六章为应力应变分析的力学基础，第七至九章为构造成因分析，第十章劈理、面理和线理及第十一章火成岩原生构造与火成岩区构造研究，因内容偏少，就不再将形态与成因分列章次。由于变质岩构造的特殊性，加之有些方面需进行专题深入研究，因此，作为大学教材，本书第十二章对变质岩区构造研究作了基础性的一般介绍。

编写和修订本书的指导思想是“打好基础”、对构造地质的一些基本理论问题和基本原理，着墨较多，尽量做到使学生知其所以然；对各类构造的野外观察和研究也不吝笔墨，以培养学生野外观察和分析构造的能力；对近一二十年来构造地质研究的新进展、新内容及有关的研究成果亦有不同程度的反映，以为学生今后深入研究打下基础。实验教材（按十六次实验编写）多半承袭了“原书”及以往同类教材的内容并有所取舍，强调基本技能的训练和培养学生的动手能力。

本书主要供高等院校地质类专业师生教学用，也可供地质生产和研究人员参考。

构造地质学原理

（修订版）

俞鸿年　卢华复　主编

南京大学出版社出版

（南京大学校内　邮政编码：210093）

江苏省新华书店发行　江苏省地质测绘院印刷厂印刷

*

开本 787×1092　1/16　印张 16.5　插页 12　字数 410 千

1998 年 1 月第 1 版　　1998 年 1 月第 1 次印刷

印数 1—2000

ISBN 7-305-03043-0/P・114

定价：21.50 元

前　言

本书是在1986年地质出版社出版的《构造地质学原理》(以下简称"原书")一书的基础上修订而成。《原书》由俞鸿年、卢华复主编,沈修志、孙岩、邓锡焕、黄钟瑾、董火根等参加编写;在郑海泉、徐开礼教授主审的基础上,复经地质矿产部原构造地质学教材编审委员会全体委员审查通过,并作为高等学校教材推荐出版,责任编辑为张荣昌、蔡学林。

"原书"共分形态构造地质学、成因构造地质学、实验构造地质学三篇十六章及实验教材,"赤平极射投影方法在构造地质学中的应用"作为附文放在第一篇形态构造地质学末。根据该书多年来使用的教学实际情况和读者意见,现取消分篇,但仍保留将构造形态和构造成因分别相对集中的编写体系和编排方式;原第三篇实验构造地质学因其内容在一般构造地质基础研究中较少涉及,且大多数教学、研究单位目前还不具备进行这方面研究的仪器设备条件,故予删去,但在本书修订中参考了其中某些有关内容;原第二篇第十二章"构造应力场"取消,将有关内容并于本书第四章中。

根据近十年来国内外构造地质学研究进展和成果,对"原书"内容作了增删、修改和充实,如将"岩石变形与应变分析基础"单独列章,使塑性变形机制和有限应变测量内容得到一定程度的扩展;对韧性剪切带内容给予适度深化;此外,对近年来研究进展较快的伸展构造、平衡地质剖面、侵入体侵位机制等内容也作了概述性的补充介绍。

本书修订中所参考的国内已出版的教材主要有宋志澄、宋鸿林主编的《构造地质学》(1990年中国地质大学出版社出版),徐开礼、朱志澄主编的《构造地质学》(第二版,1989年地质出版社出版),郑亚东,常志忠主编的《岩石有限应变测量及韧性剪切带》(1985年地质出版社出版)等,在此谨表谢意。对关心和鼓励本书修订工作的地质矿产部构造地质学课程指导委员会全体委员,我们也深表感谢。

本书修订工作是由俞鸿年(第1~12章)、张庆龙(附文和实验教材)完成的,卢华复提供了"平衡地质剖面概述"一节的初稿。

由于水平所限,错漏之处在所难免,恳请读者批评指正。

俞鸿年　卢华复　张庆龙
1994年2月于南京大学地球科学系

目录

绪　论

一、构造地质学的研究对象与内容

构造地质学的研究对象是地壳或岩石圈的结构，即地质构造。地质构造反映出地壳或岩石圈各个组成部分的形态及其相互结合（或构成）的方式和面貌特征。如一部分较平缓褶皱的岩层可与一部分紧闭褶皱的岩层之间以断层相连接；又如在露头上常见到岩石被节理切割而破碎等。岩层的各种褶皱、断层、节理均属地质构造。地质构造的规模可大可小，它们主要是岩石在形成过程中或形成以后受了内、外动力地质作用而产生的变形。因此，可以将地质构造看作是岩石变形的产物。

构造地质学的主要研究内容可分三个方面：

空间方面　主要研究构造的形态特征、分布与组合型式；

时间方面　主要研究构造的形成时间、顺序与演变；

成因方面　主要研究构造的形成机制及其发育的地质条件。

从变形角度来看，这三方面的内容可归并为变形分类学与变形成因学，或称形态构造地质学与成因构造地质学。形态与成因二者既有联系，又有区别。认识构造形态是分析构造成因的基础；了解构造成因，反过来也有助于深刻地认识不同形态的构造，并掌握其分布、组合的规律。生产实践对构造研究工作的要求不尽相同，如某些工程建设中对地基稳定性的研究，主要涉及的是形态构造地质学方面的问题；为总结区域成矿规律与进行成矿预测，对构造研究的要求则不仅仅限于形态，还需要更多有关构造成因方面的资料。因此，形态构造地质学与成因构造地质学无疑是构造地质学研究的主要内容。除此之外，为了解各种岩石在不同温度、压力、应变速率等条件下变形的力学行为，研究构造形成的力学机制以及重现构造发育的某些过程，进而检验根据野外观察所作构造成因的理论推断，需要进行实验研究，包括岩石有关的力学参数的实验测定与各种模拟实验。

大地构造学与岩石组构学同样也是构造地质学的研究内容。前者以区域性构造以致整个地壳、岩石圈的构造为对象，从宏观角度研究和阐述为什么地壳曾经全部变形，进一步探讨和追溯地壳变形力的来源。后者则通过组构的几何分析方法，更多地从微观尺度探讨岩石变形过程中的运动学和动力学方面的问题。

由上可见，构造地质学的研究内容十分广泛。但是，本书内容主要是形态构造地质学与成因构造地质学。至于大地构造学与岩石组构学，因有后续课程系统讲授，本书从略。附带说明的是本书第十章劈理、面理和线理、第十一章火成岩原生构造与火成岩区构造研究、第十二章变质岩区构造研究，由于其研究内容及研究方法与一般沉积岩区构造有所不同，而且在先行课程中很少叙及，因此，尽管其中也有形态方面的内容，本书仍将其形态与成因合并成章。这样更符合由浅入深，循序渐进的教学规律。

二、构造地质学的研究方法

构造地质学与古生物地层学、岩石学是地质学的三门专业基础学科。在解决资源、能源、水

工建设、地震预报等生产实际问题中，以及在研究区域地质发育规律从理论上指导生产实践的过程中，这三门专业基础学科需要相互配合，并均有自己独特的重要意义。地质构造存在于一定时间、空间范围的地质体中，它不是别的什么，而是地层或岩石。因此，研究地质构造不能脱离其所在的地层或岩石；李四光曾概括构造地质学的任务是同时研究建造与改造，指明地质构造的研究要同物质成分的研究相结合。这也就是构造地质学研究中所需运用的历史地质分析与构造变形分析相结合的重要方法。

地质制图是构造地质研究中必需采用的另一重要方法。地质构造以一定的产状、形态、规模存在于三维空间之中。因此，将野外观测到的各种地质现象，用一定比例尺的平面地质图、剖面图及其他图件表示出三维空间的构造形态是十分重要的。在地质制图过程中充分运用航片、卫片以及各种地球物理资料，不仅事半功倍地弥补地表观察的局限，而且还能获得地下构造的某些信息。这些资料有助于从三维空间认识和分析地质构造。

显微构造与组构的几何分析方法在深入研究岩石变形过程中物质的运动和导致变形的作用力等方面具有重要意义。运用这种方法除要求具备坚实的岩石学与野外地质工作的基础外，还须掌握显微镜和费氏台的工作方法。

实验构造地质学作为深入研究构造地质的一种有效手段，已越来越为人们所重视，也是近年来地质研究中进展比较显著的一个领域。它在从定性的物理模拟到定量的数学模拟；从常温、常压条件下的实验到高温、高压条件下的实验；从宏观的岩石矿物的实验到微观的模拟矿物变形实验等方面都有显著进展。70 年代以来，由于透射电镜与电子计算机等先进技术的引入，大大丰富了实验构造地质学的内容，提高了实验构造地质学的水平，并使构造研究深入到超微观的晶体变形中成为可能。

地质构造往往是在漫长的地质历史中形成的。这种过程是人类历史无法经历和难以重复的，也是野外观测中难以全面观察到的。因此，运用辩证的思维方法，分析和评价野外所获的资料就显得特别重要。“多重暂定假说”是野外研究构造地质问题经常采用的一种辩证思维方法。这种思维方法的实质是，在掌握一定的实际资料的情况下，先拟定出各种可能与已知事实不相矛盾的工作假说，即作出一定的判断，而后进一步观察和收集资料，用新的事实对前面的判断加以检验和修正；其中一些假说可能被新的事实否定，另一些则会得到补充、发展或形成又一个工作假说。如此循环反复，逐步深入，使判断不断趋于全面、正确。运用多重暂定假说这一思维方法可以避免见其一点，不及其余，过早地作出依据不够的论断，或者始终感到资料依据不足，而不作出较切实际判断的这两种极端情况。

第一章　成层构造和地层接触关系

第一节　成层构造的基本概念

一、层状岩层的原始产状及其变动

成层构造有原生与次生两类。原生成层构造又称层理，常见于沉积岩及火山岩中。它由物质成分、颗粒大小、颜色、结构构造等的差异而表现出来。这种构造是在岩石形成过程中产生的。层理面是研究构造变形及其历史的重要的参考面。次生成层构造常见于变质岩中，它是由变形变质作用所形成的，如片理、片麻理等。因此，沉积岩、火山岩及变质岩常表现为具有层状构造的岩层。

沉积岩层的原始空间位态多呈水平或近于水平，只有在沉积盆地边缘、岛屿周围、水下隆起或火山锥附近等局部地区，才会出现原始倾斜。因此，在认识和分析岩层产状和变形时，常以水平面作为参考面与岩层面进行对照确定。

原始位态水平的岩层，可以因为后来的地壳运动或浅表的动力作用改变其水平状态而倾斜、直立或弯曲，甚至发生破裂，形成褶皱、节理、断层、劈理等各类构造形态。

二、岩层的产状要素

地质上任何构造面（如层面、节理面、断层面、劈理面、不整合面等）的空间位态，即产状，是由走向与倾斜（包括倾角与倾向）来确定的，通常所说的产状要素就是指走向与倾斜。对于岩层而言，其产状还应增加厚度这一要素。厚度是指两个大致平行的层面之间的垂直距离。由于实际工作中涉及构造面的问题较多，因而走向、倾斜往往成为产状要素[1] 的同义词。

在构造地质学研究中还经常遇到线状构造的变动问题。“线”的产状要素是倾伏与侧伏，二者的区别在于测量面的不同。如图 1-1 所示，倾伏是在包含线 OF 的直立剖面上测量的，该线与其水平投影线之间的夹角称为倾伏角（图 1-1，$\angle EOF$，即$\angle\alpha$）；水平投影线指向下倾的方向为倾伏向（图 1-1，$O\rightarrow E$ 方向）。侧伏在包含线 OF 的构造面上测量，该线下倾一端与构造面走向线的锐交角（图 1-1，$\angle BOF$，即$\angle\beta$）称为侧伏角，构成此锐交角的走向线一端的方向称为侧伏向（图 1-1，$O\rightarrow B$ 方向）。

倾状与侧状可在野外直接测得。从图 1-1 可看出二者有如下关系（式中文字代号含义同图 1-1）：

$$\sin\alpha=\sin\beta\cdot\sin\gamma \tag{1-1}$$

$$\mathrm{tg}\theta=\frac{\cos\beta}{\sin\beta\cdot\cos\gamma} \tag{1-2}$$

---

[1] 产状要素表示方法有三种：(1)走向/倾向象限、倾角，如 290°/SW∠20°(N70°W/SW∠20°)；(2)走向、倾角、倾向象限，如 290°/20°SW；(3)倾向、倾角，如 200°∠20°，三种表示方法通用。

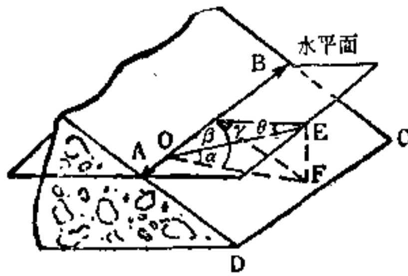


图 1-1　线要素 OF 之倾伏与侧伏

$ABCD$—断层面或其他构造面；

OF—擦痕线或其他构造线；

$O\to E$—倾伏向；

$O\to B$—侧伏向；

α—倾伏角；

β—侧伏角；

γ—构造面倾角；

θ—倾伏向与构造面倾向之夹角

三、岩层露头线的分布规律

对于层状地质体在三维空间的分布，经常利用平面图来表示。因此，应注意层状地质体的产状在平面上的表现，即露头线的分布规律。

露头线是指构造面（包括岩层面）与地面的交线，地质图上所画的各种地质界线，如地层界线、断层线、侵入体与围岩的接触界线等，皆是各有关构造面露头线的水平投影。假如各构造面是平面（实际上任何构造面均非严格意义上的平面，但可以分段地当作平面来处理，或者从统计的意义上作为平面来处理），那么不论构造变动如何复杂，其空间的位态不外三种：水平的、直立的和倾斜的。构造面这三种位态的露头线有一定的分布规律。现以层面为例，分述于下。

（一）水平岩层

水平岩层露头线与地形等高线平行或重合，但不相交（图 1-2 Ⅰ线）。

（二）直立岩层

直立岩层露头线呈直线延伸，不受地形影响，其延伸方向即岩层的走向（图 1-2 Ⅱ线）。

（三）倾斜岩层

倾斜岩层走向与山脊或沟谷延伸方向近于垂直时，露头线均呈“V”字形分布（图 1-2 Ⅲ线）。依据岩层倾斜与地面坡向、坡角的三种不同关系而呈现三种不同分布规律的“V”字形形态。这种规律称为“V”字形法则。现以穿过沟谷的露头线为例，分述如下：



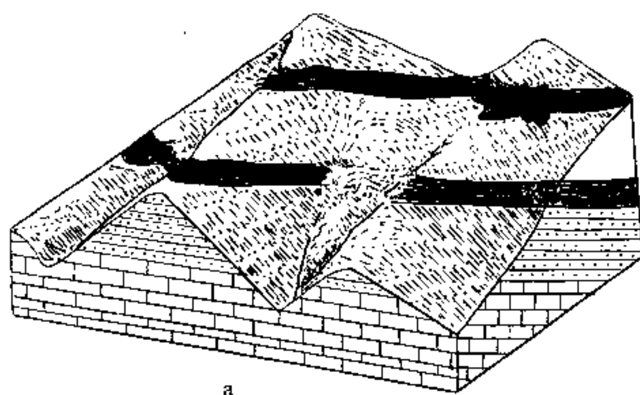
图 1-2　岩层露头线及其水平投影（右图为平面图，图中数字表示等高线高度）
Ⅰ—水平岩层；Ⅱ—直立岩层；Ⅲ—倾斜岩层

（1）岩层倾向与地面坡向相反时，“V”字形露头线尖端指向沟谷上游，但其张开角度大于等高线（图 1-3）。

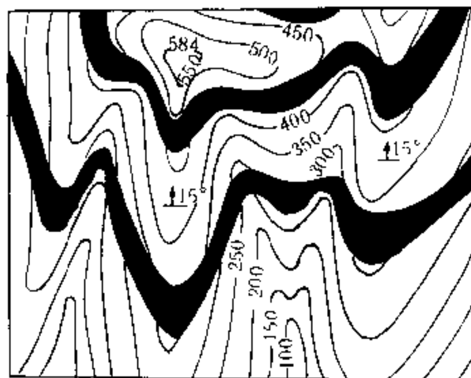
（2）岩层倾向与地面坡向相同，且岩层倾角大于地面坡角时，“V”字形露头线尖端指向沟谷下游（图 1-4）。

（3）岩层倾向与地面坡向相同，且岩层倾角小于地面坡角时，“V”字形露头线尖端指向沟谷上游，但其张开角度小于等高线（1-5）。

如岩层露头线穿过山脊，则“V”字形露头线的尖端指向与上述相反。



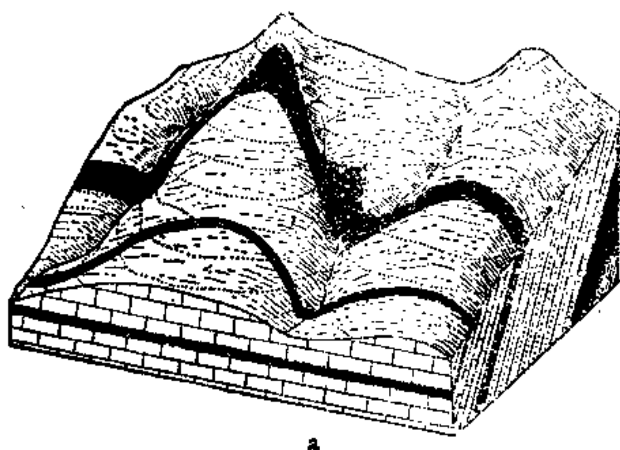
a



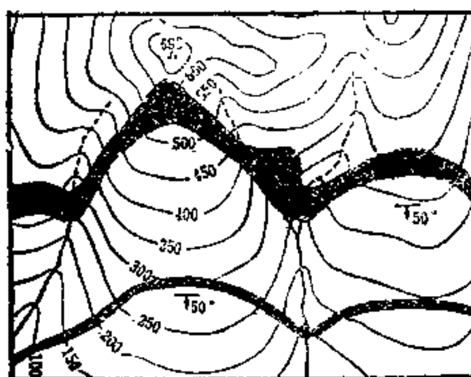
b

图 1-3 倾斜岩层“V”字形露头线形态之一

a—立体图； b—平面图



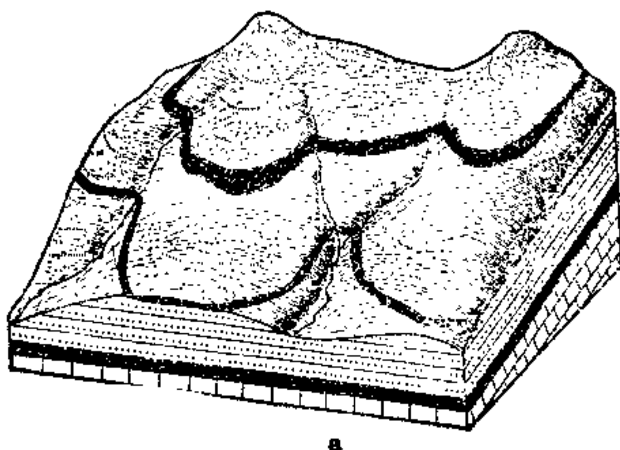
a



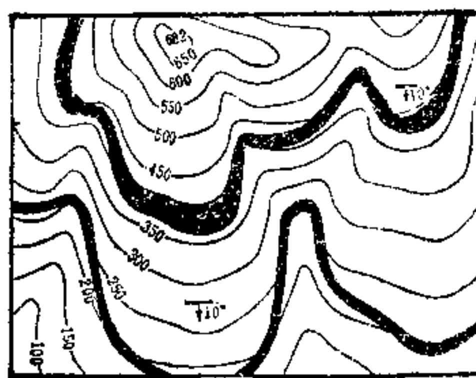
b

图 1-4 倾斜岩层“V”字形露头线形态之二

a—立体图； b—平面图



a



b

图 1-5 倾斜岩层“V”字形露头线形态之三

a—立体图； b—平面图

"V"字形法则在填制大比例尺(大于 1：50000)地质图时必须考虑,但在中、小比例尺(小于 1：50000)地质图上,则由于地形等高线不能明显反映地形的细节,因而难以应用该法则将露头线弯曲形态表示出来(除产状较缓、地形起伏较大的中比例尺地质图以外)。这类图上,露头线的分布主要受岩层走向的控制,露头线的弯曲往往代表走向的改变。

第二节 鉴别岩层顶、底面的原生构造

不同的时间,不同的地点,其地壳运动有强弱的差别。地壳运动微弱的地区,从大范围来看,岩层一般表现为微倾斜或水平状态。在这种情况下,无疑下部岩层时代较老,上部岩层时代较新。对于倾斜岩层而言,顺其倾向,岩层时代愈来愈新,这就是倾斜规则。但是对于地壳运动强烈而使岩层倒转或直立的地区,就不能机械地用倾斜规则去判断层序、层位,否则就会错误地判识构造类型。如图 1-6a 所示,单从产状判断像是一简单的单斜岩层,如按倾斜规则定其层序,则会认为左边岩层时代较新,但按其真正层序并进行对比后,得知是一紧闭的等斜褶皱;又如图 1-6b,当层序不清时,可以误认为是简单的直立褶皱,但当层序明确后,则可得知是早期平卧褶皱经过再次褶皱作用而形成的叠加褶皱。

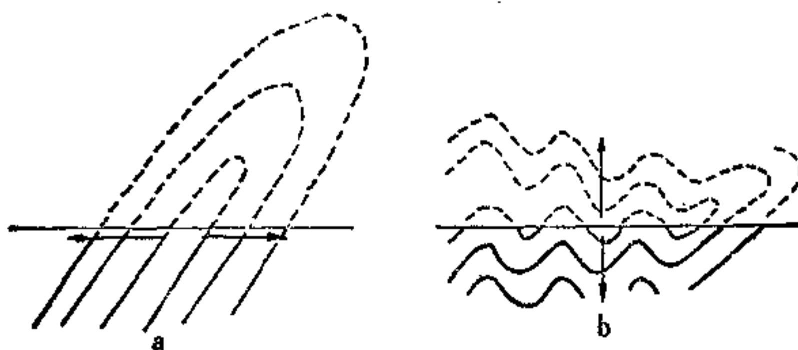


图 1-6 假设地面水平的地质剖面图

(据 Hobbs et al.,1976)

a—等斜褶皱;b—叠加褶皱(箭头指向层序变新方向)

上述二例表明,为了准确识别构造,必先明确岩层的层序、层位关系。在含化石的沉积岩层中,可利用化石的新老关系确定岩层的层序、层位,但在缺乏化石的岩层中则需利用各种原生与次生构造鉴别出岩层的顶、底面,以明确其层序、层位关系。只有明确了层位顺序,才能为分析褶皱形态与断层两盘动向提供必要的依据。

原生构造是指在沉积物堆积与成岩过程中,或火山岩在冷凝的过程中所产生的构造。本节将介绍常用来鉴别岩层顶、底面的几种沉积岩原生构造。

一、粒级层理

粒级层理又称递变层理或粒序层理。特别是在一单层内部(一般厚几厘米至几米),颗粒粒度由底至顶逐渐变细,其间无明显界线。因此,根据其底粗顶细的粒度渐变特点可确定岩层顶、底面(图 1-7)。

粒级层理一般可见于沉积碎屑岩与火山碎屑岩以及原岩为碎屑岩的轻度变质岩中。粒级

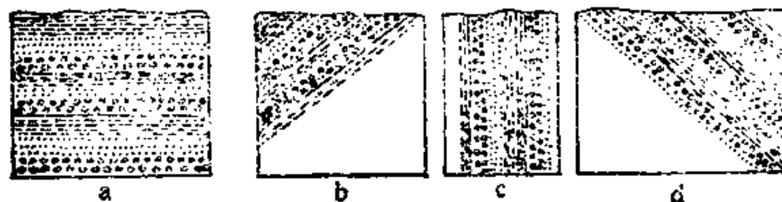


图 1-7 各种产状岩层的粒级层理
(据 Billings,1972)
a—水平岩层,上方为顶面;b—倾斜岩层,左上方为顶面;c—直立岩层,右方为顶面;d—倒转岩层,左下方为顶面

层理在浊流沉积中发育得最好(Hobbs et al.,1976),在一些粗碎屑岩或化学沉积岩中(特别是石膏和硬石膏)有时也有反向粒序出现(Hills,1972)。因此,应用粒级层理确定岩层顶、底面须加注意,应综合观察其他构造现象仔细鉴别。

二、斜层理

由于沉积环境的差异,斜层理的类型很多,能用于确定岩层顶、底面的斜层理,其特点是:在一单层内部,细层面大致有规则地与层间的分隔面(主层理)呈斜交的关系,上部与主层理呈角度截交,下部呈收敛变缓而与主层理相切(图 1-8)。根据这种顶截底切的特征可以鉴别岩层的顶、底面。

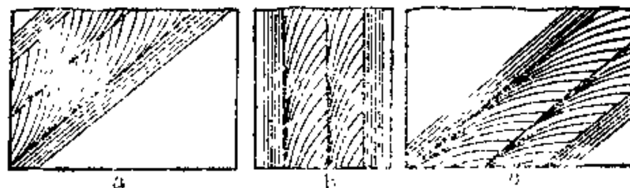


图 1-8 能用于确定岩层顶、底面的斜层理
(据 Billings,1972)
a—正常层序岩层,左上方为顶面;b—直立岩层,右方为顶面;c—倒转岩层,右下方为顶面

斜层理常发育于沉积碎屑岩中,它能经受一定程度的变质作用,因此,在轻度变质岩中也可利用它确定上下层序。但应注意观察它们是否是沉积成因(Hobbs et al.,1976)。

三、波痕

波痕有浪成与水流波痕两种成因类型。根据浪成波痕的形态特征可以鉴别岩层顶、底面。

浪成波痕又称振荡波痕,其剖面形态是由尖棱状的波峰与圆弧形的波谷组成的对称波形曲线(图 1-9)。不论是岩层顶面的原型或是底面铸型,其波峰尖端总是指向岩层顶面,波谷的圆弧凸向底面。因此,它能较可靠地用来确定岩层顶、底面。

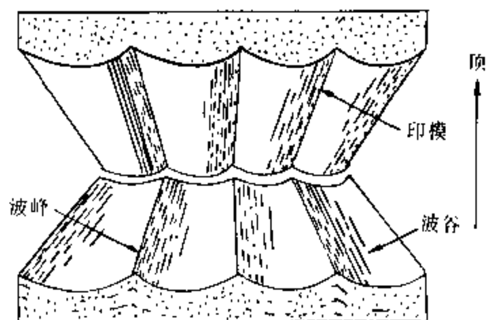


图 1-9 浪成波痕原型(下半部)与其铸型(上半部)示意图
(据 Shrock,1948)

水流波痕在剖面上表现为不对称波形曲线,由于其形态特征在原型与铸型中相似,故难以用来鉴别岩层顶、底面。

四、冲刷印模

冲刷印模又称像形印模,是指在泥质岩层顶面,由

于水流的侵蚀，浊流的冲刷，使顶面产生各种形状的凹痕，这些凹痕又印在上覆岩层(一般是砂岩)的底面，形成各种形状的凸痕(呈舌状、瘤状、条带状等等)，这些凸痕就称为冲刷印模或像形印模(图 1-10)，它是岩层底面的标志。凹面所在层面为顶面。

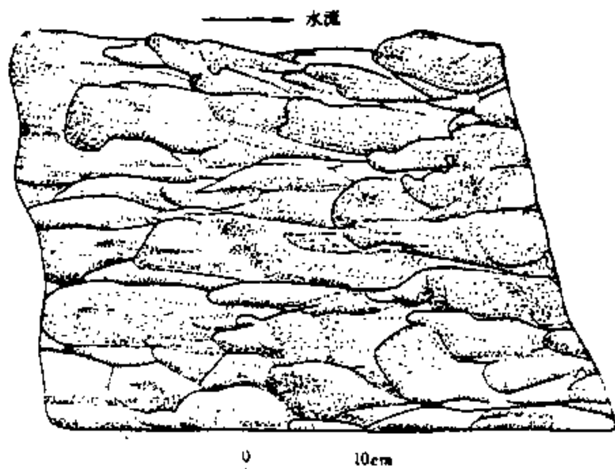


图 1-10　砂岩底面的舌状印模
(引自朱志澄等，1990)

五、同生变形

沉积物在其沉积的同时或紧接其沉积之后发生的变形，称为同生变形。同生变形的类型繁多，常用于确定岩层顶、底面的是同生褶皱和断层。

当松散沉积物停积在不稳定的斜坡上，由于滑动就会形成规模很小(有的仅几厘米宽)的同生褶皱和断层，这些具有同生褶皱和断层的滑动层的顶部被同生剥蚀切割，而后其上又沉积了新的沉积物，形成明显的截顶现象(图 1-11)。同生褶皱和断层被截顶的一面，代表岩层的顶面；变形程度递减(褶皱弧度和断距都递减)的一面，代表岩层的底面。据此，可以确定岩层的顶、底面。

六、泥裂(干裂)

未固结的粘土质沉积物在干燥的大气中经曝晒而形成大致垂直层面的楔形裂缝，称为泥裂(图 1-12)。它们常为上覆沉积物所充填而形成楔状印模。在层面上，泥裂则表现为不规则的多边形网状。无论是楔形泥裂或其充填物(印模)其楔形尖端均指向岩层的底面，据此可以判别岩层的顶、底面。



图 1-11　夹于砂岩中的同生褶皱和断层
(箭头指向岩层顶面)

第三节　地层的接触关系

地壳运动不仅能使岩层从原始的水平状态变动为倾斜、直立、倒转以致形成更为复杂的构造形态，而且由于同一地区在不同地质时期地壳运动的性质和特点不同，还会造成各时代地层之间的不同接触关系。因此，通过地层接触关系的研究，可以追索地壳运动的演化历史，确定地质构造的形成时期；同时对研究古地理和寻找某些矿床以及解决其他有关地质问题也有重要意义。

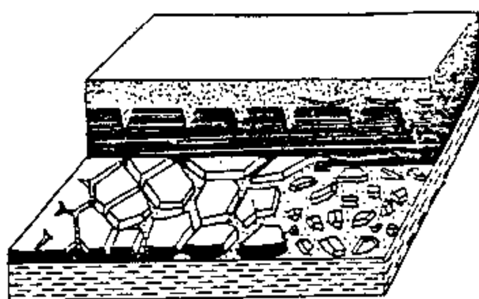


图 1-12　泥裂的示意立体图
(据 Shrock，1948)

地层的接触关系有整合接触、平行不整合接触和角度不整合接触三种。现简述如下。

一、整合接触

当某个地区在某一地质时期是处于连续沉降的地壳运动作用下，或虽处于上升，但未超过水下侵蚀基准面，或地壳升降与沉积作用处于相对平衡时，这个地区的沉积作用就是连续进行的。因此，在该区形成的一套新老地层，无论是岩性或是古生物的演化，基本是连续和逐渐变化的，这套地层的产状和构造特征基本一致。地层之间的这种接触关系，称为整合接触。

二、不整合接触

如果沉积作用不连续，地层和生物演化便会有间断，并形成明显的剥蚀面（不整合面），新、老地层之间这种接触关系，统称为不整合接触。

根据不整合面上下地层的产状及其所反映的地壳运动特征，不整合接触又可分为平行不整合和角度不整合两类。

（一）平行不整合

又称假整合或平合（尹赞勋等，1978）。当某个地区地壳沉降并接受一段沉积后，地壳又平缓上升，但未发生明显褶皱运动，已沉积的地层遭受较长时间的剥蚀，发生明显的沉积间断。而后，该地区地壳又重新下降接受沉积，这样形成的上、下两套地层间的接触关系，就是平行不整合，其特点是：上、下两套地层产状一致；假若上、下两套地层后来又一起受到构造变动，其构造特征也基本一致。但因其间有沉积间断，缺失某些时代的地层，因此，在岩性和古生物演化上具有一定的突变现象，且有较广泛的剥蚀面存在，该面与上、下地层面基本平行。如图 1-13 中，下泥盆统 D_1 与上奥陶统 O_3 之间即平行不整合接触。在上覆地层的底部，常见有由下伏地层风化剥蚀的砾石形成的底砾岩；下伏地层顶部往往有古风化壳或古土壤层。我国华北地区中石炭统与中奥陶统之间即为平行不整合接触，其间就有明显古风化壳，常形成山西式铁矿或铝土矿等沉积矿床。

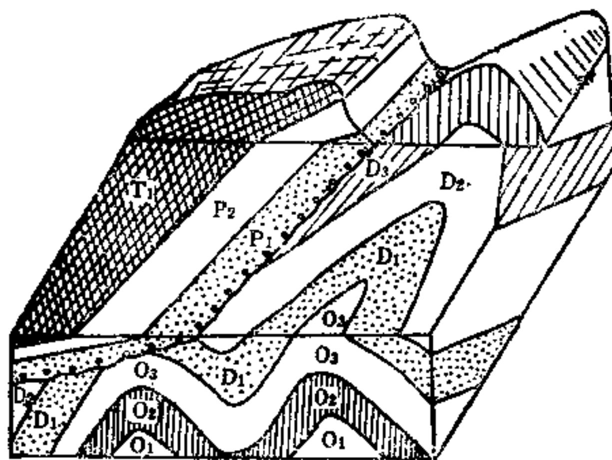


图 1-13 平行不整合和角度不整合立体示意图
（D_1 和 O_3 之间为平行不整合；P_1 与下伏地层为角度不整合）

（二）角度不整合

角度不整合又称不整合（狭义的）或截合（尹赞勋，1978）。与平行不整合不同的是，地壳非平缓的上升，而是伴随有较强烈的褶皱、断裂变动，使已沉积的地层发生掀斜、褶皱或断裂，并隆起遭受剥蚀造成沉积间断，而后地壳又下降接受新的沉积，这样新老两套地层之间就形成角度不整合接触关系。角度不整合的特征是：

（1）不整合面上、下两套地层产状明显不一致，或倾角明显不同，或走向和倾斜都不相同。如图 1-13 的下二叠统的产状与下伏诸老地层明显不一致。

（2）不整合面上、下两套地层的构造变形强弱程度不同，一般说不整合面以下的一套老地层，经受过多次构造变动，构造变形较为强烈、复杂。有时两套地层的构造线方向迥然不同。

（3）不整合面上、下两套地层之间有沉积间断，缺失某些时代地层，在岩性、岩相、古生物

种属方面，都有显著变化，生物群也截然不同。

（4） 和平行不整合一样，在不整合面以上的上覆地层底部，往往有下伏岩石形成的砾石组成的底砾岩。

（5） 在不整合面以下，下伏岩层的顶面，常见有起伏不平的古剥蚀面，有时还有古风化壳和古土壤层，或沉积铁、锰、磷、铝土矿等。

上覆地层的层面与不整合面基本平行，而下伏地层的层面或其他构造面（如不整合形成以前的断层面及侵入岩体与围岩接触面等等）往往被不整合面所切断。

（6） 由于不整合面上、下两套地层是不同阶段的地壳运动的产物，因此，两者的岩浆活动和变质作用都存在着较大的差异。如果区域变质程度差别很大的两套地层相接触，且可判别其间并非断层接触，即很可能是角度不整合接触。

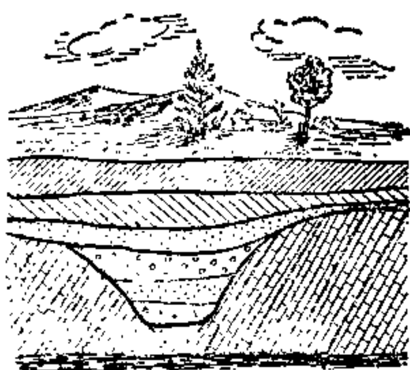


图 1-14 嵌入不整合示意图

（据 Апродов，1952）

不整合除以上两种基本类型外，较常见的还有沉积不整合或异岩不整合（尹赞勋等，1978）与嵌入不整合（图1-14）。前者指沉积岩层覆盖在先前的火成岩体或变质岩之上的一种接触关系（南京大学地质系，1981），后者系由于不整合面起伏较大，在局部低凹处先沉积，而后地壳继续下降，沉积范围扩大，这样，在低凹处的斜坡上，不整合面与上、下层面都不平行。这种不整合一般是角度不整合中的局部现象。

三、不整合的意义及其研究中应注意的问题

（一）不整合意义

（1） 不整合是鉴定地壳运动和岩浆活动时期的主要依据，不整合面又是划分构造层的分界面。构造层是在一定地史阶段内受地壳运动的作用（包括沉积建造、构造变动、岩浆活动、变质作用等）而形成的综合地质体，所以不整合对于研究地质发展历史具有重要的意义。

（2） 不整合是划分岩石地层单位的依据之一；但由于不整合不代表等时面，所以它不能作为划分年代地层单位的依据（尹赞勋等，1981）。

（3） 对不整合在空间上的分布和类型变化情况的观察研究，可以为了解地壳运动的不均衡性和古地理特征提供依据。

（4） 由于不整合面是构造上的薄弱带，岩浆及其含矿溶液易沿此带而形成一些内生矿床；同时，由于不整合面下有古风化壳的存在，因此，还常有铁、锰、磷、铝土矿等外生矿床。石油地质构造研究还表明，在不整合之上的新地层覆盖下，由古剥蚀面形成的古潜山是很好的储油构造；剥蚀面以下老岩层组成的“山丘”是石油运移储集的有利构造，剥蚀面以上新岩层组成的披盖构造起着良好的盖层作用。我国辽河、渤海湾等拗陷中均曾发现这类含油构造。因此，不整合的研究对于油气、金属与非金属矿床的寻找都具有重要的实际意义。

（二）不整合的研究

由上可知，不整合的研究，无疑是地质工作中的一个重要方面。野外工作中须按照上述不整合的各种标志和特点，全面收集与其有关的各种地质资料，如底砾岩的分布，地层的缺失，古生物演化的不连续，不整合面上、下两套地层的产状与构造线、构造型式的不一致，以及岩浆活动、变质作用、成矿作用的差异等，并进行综合分析与填图以确定不整合所代表的地壳运动事

件的时期及其空间分布特点。在工作中还要特别注意以下问题：

（1）准确识别底砾岩。砾岩的种类很多，其成因各不相同，除底砾岩外，尚有火山角砾岩、同生角砾岩、膏溶砾岩、断层角砾岩等。因此，在野外工作中应准确识别不整合的底砾岩。识别底砾岩的主要标志有：磨圆度、分选性好，砾石成分比较复杂，呈面性分布，并常覆盖在不同的下伏岩层之上。

（2）研究地层接触关系类型的空间分布及其变化原因。同期地壳运动的不均衡性及其相应构造变动的剧烈程度与构造型式的差异性是普遍存在的，因此，不同地点的剖面中可以出现反映同期地壳运动的几种不同类型的接触关系；换言之同一期地壳运动造成的上、下两套地层之间的接触关系并不只限于一种（图 1-15），因而要注意，不要将同期地壳运动在不同地点表现为不同类型的地层接触关系当作不同时期地壳运动的产物。图 1-16 与图 1-17 是这种现象的实例。该图示宁镇山脉西段下、中侏罗统象山群与下伏地层在不同地点所表现的不同接触关系。在钟山区，象山群与上三叠统黄马青组为整合接触关系。二者的构造型式、构造线方向相同，均为近东西走向的向斜构造。在栖霞山区，象山群则以角度不整合关系覆于古生代不同时期的地层之上。二者的褶皱强度明显不同，象山群褶皱和缓而简单，古

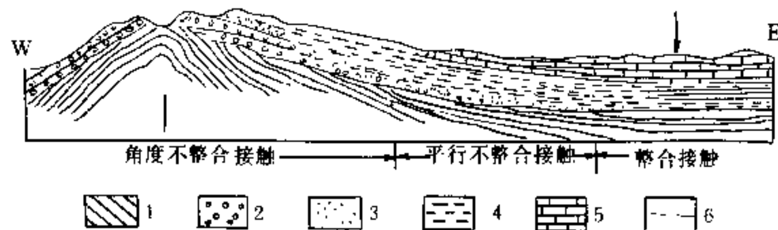


图 1-15　地层接触关系的空间分布及类型变化示意图

（据王日伦修改，1958）

1—较老系统的岩层；2—砾岩层；3—砂质页岩；4—粘土及页岩层；5—碳酸盐岩层；6—不整合面

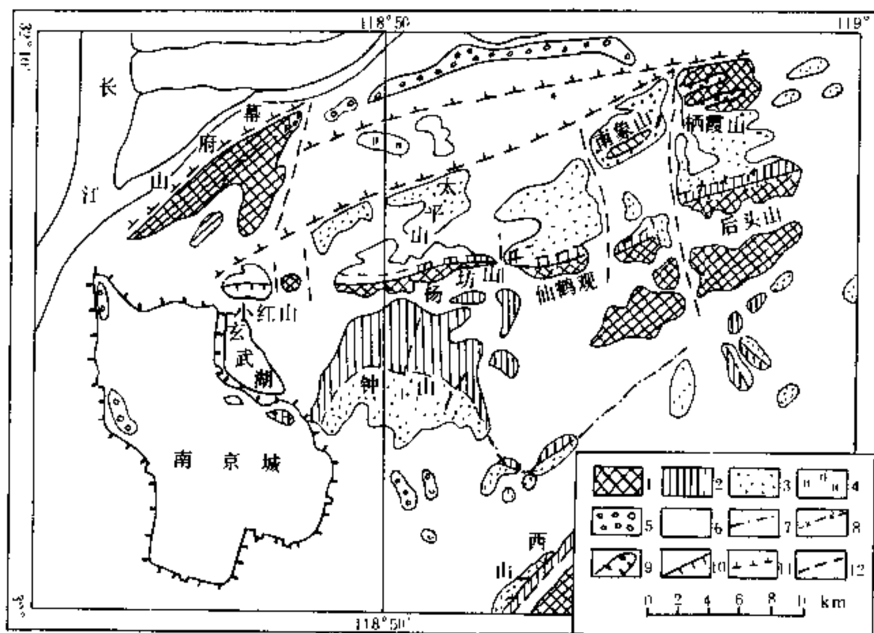


图 1-16　宁镇山脉西段钟山-栖霞山区地质示意图

（据郭令智等，1965）

1—上震旦统到中、下三叠统；2—上三叠统黄马青组；3—中、下侏罗统象山群；4—侏罗、白垩系；5—上白垩统浦口组；6—第四系现代沉积；7—整合接触；8—假整合接触；9—不整合接触；10—逆断层；11—正断层；12—断层

生界褶皱紧闭、倒转而复杂。在钟山与栖霞山之间的杨坊山、仙鹤观一带，象山群与黄马青组则为平行不整合接触关系。三种接触关系都是印支运动期间形成。

在区域构造分析中，用构造发展的上叠与继承理论能够很好地解释上述现象(郭令智等，1965)。该理论认为，由于同一时期的地壳运动在不同空间的不均衡性，导致构造发展的不均衡性。这种不均衡性主要表现在地壳运动方向(上升或下降)、构造型式(褶皱类型和强弱以及褶皱与断层的组合关系)和构造线方向等三个方面的差异。这些差异可划归出两种构造发展地区：一为上叠区(图 1-16、1-17 栖霞山区)，这种地区上、下二构造层在上述三个方面或其中前两个方面的差异表现明显，呈角度不整合接触；二为继承区(图 1-16、1-17 钟山区)，该区上、下二构造层在上述三个方面为继承发展关系，没有明显不同，地层间的接触关系为整合，如果只是地壳运动方向不同，也可表现为假整合。两区之间则是过渡区(图 1-16、1-17 杨坊山-仙鹤观区)。类似的实例在华南屡见不鲜。这就是为什么同一地壳运动在甲地造成上、下两套地层之间是不整合接触关系，而在乙地却是平行不整合的接触关系的原因。由此可见，研究不整合和分析构造发展史时，不能局限于小范围地区。

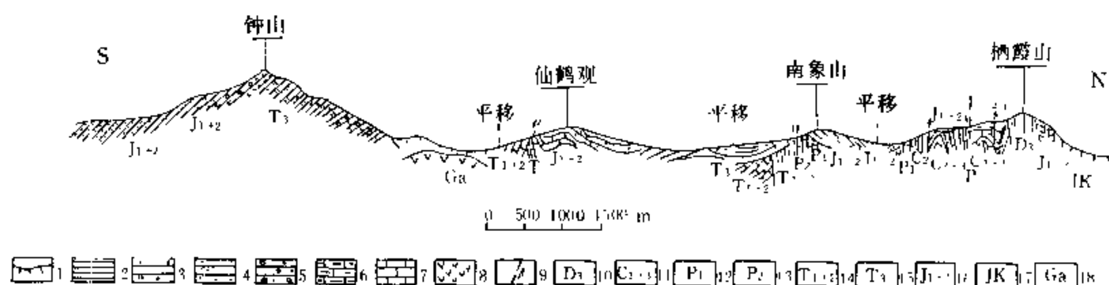


图 1-17 图 1-16 之综合地质剖面图

(据郭令智等，1965)

1—浮土；2—页岩；3—粉砂岩；4—砂岩；5—砾岩；6—泥质灰岩；7—石灰岩；8—侵入体；9—断层；10—上泥盆统五通群；11—中、上石炭统黄龙组与船山组；12—下二叠统栖霞组；13—上二叠统龙潭组；14—下中三叠统青龙群；15—上三叠统黄马青组；16—下、中侏罗统象山群；17—侏罗、白垩系建德群；18—辉长岩

(3) 准确鉴定不整合的形成时代。不整合形成时代无疑是以不整合面上面一套地层的最老地层时代为其上限，以下面一套地层的最新地层时代为其下限来鉴定的。

主要参考文献(1)

1. 郭令智等，1965，论地质构造的形成和发展的二种型式——继承和上叠、中国大地构造问题，科学出版社。
2. 南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系，科学出版社。
3. 徐开礼、朱志澄主编，1989，构造地质学(第二版)，地质出版社。
4. 尹赞勋等，1978，论褶皱幕，科学出版社。
5. Hills，E. S.，1972，构造地质学原理(李叔达等译，1981)，地质出版社。
6. Hobbs，B. E. et al.，1976，构造地质学纲要(刘和甫等译，1982)，石油工业出版社。
7. 朱志澄、宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。

第二章　褶皱构造

褶皱是岩石或岩层受力而发生的弯曲变形，在层状岩石中表现最明显。形成褶皱的面(称变形面或褶皱面)绝大多数是层理面，也可以是变质岩中的劈理面、片理面、片麻理面以及某些火成岩中的原生流面，甚至是节理面或断层而等。褶皱既可以是原始水平岩层的弯曲，也可以是已褶皱的层状岩石的再弯曲。

褶皱的基本形式有两种：褶皱面向上凸曲者称为背形；褶皱而向下凹曲者称为向形；若褶皱是由若干新老层序清楚的地层组成时，则可以背斜、向斜称之，背斜指以较老地层为核心的褶皱，向斜指以较新地层为核心的褶皱，在构造变动强烈或经历多次构造变动而使地层层位倒置的地区，背斜可以呈向下凹曲形态，向斜可以呈向上凸曲形态，此时前者称向形背斜，后者称背形向斜，在这种地区提出褶皱"面向"的概念是很有用的，褶皱的面向是指沿轴面上垂直于枢纽观察地层变新的方向。据此，背形向斜或向形背斜，其褶皱而向必朝下方，反之，其面向朝上的背斜和向斜的弯曲形态则分别与背形和向形相似(图 2-1)。此外，褶皱面呈侧向弯曲称中性褶皱(Ragan，1973)，其轴面近于直立或近于水平，且分不出背形或向形。

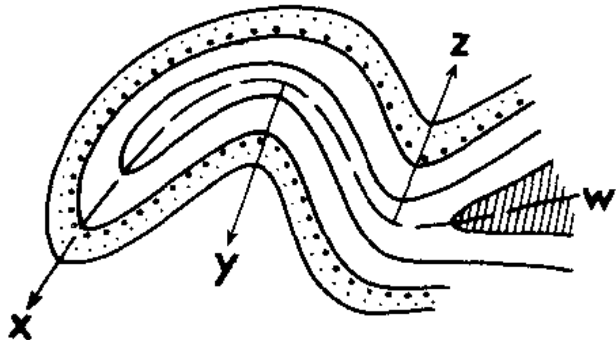


图 2-1　重褶皱的平卧背斜剖面

(据 Park 改，1983)

箭头示褶皱的面向；X—向形背斜；Y—背形向斜；Z—向形向斜；W—平卧背斜之轴迹

注意如就整体而言，Y、Z 可分别称为背形和向形

褶皱大小的变化很大，有的横跨几公里至几十公里，出露面积很大；但有的很小，出露仅几平方米或仅见于标本上；还有的只能在显微镜下才能观测。研究褶皱构造不仅仅能为阐明一个地区地质构造形成的规律，为研究其发展史提供依据，而且对于解决某些矿产的分布、赋存、开采以及水文地质、工程地质等方面的问题也具有重要的理论和实际意义。

第一节　褶皱要素

为了正确描述和研究各种形态的褶皱，首先需要认识褶皱的各个组成部分及具有几何意

义的线、面要素，现简述如下(图 2-2)：

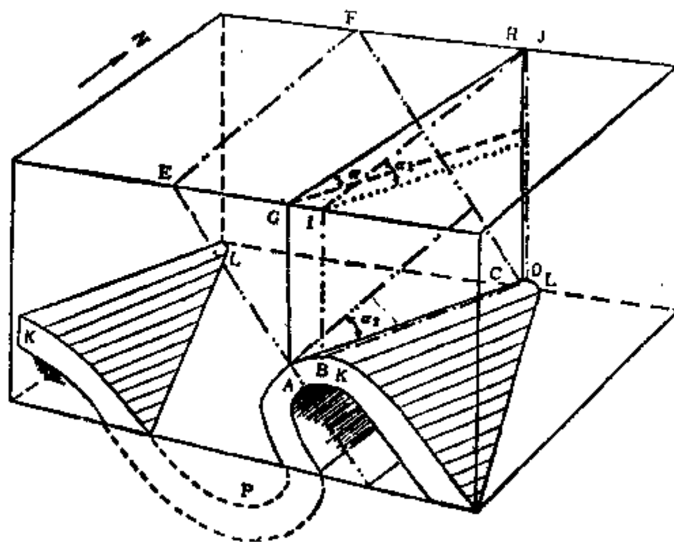


图 2-2 褶皱要素示意图

KL—褶轴(包括与 KL 平行的诸线)；A—枢纽点；AC—枢纽；G→H—枢纽倾伏向；α—枢纽倾伏角；
E→F—枢纽在轴面上的侧伏向；$α_2$—枢纽侧伏角；AEFC—轴面(枢纽面)；EF—轴迹(此处也是轴面走向)；
B—脊；BD—脊线；I→J—脊线倾伏向；$α_1$—脊线倾伏角；P—槽

(1) 核部　褶皱的中心部位。

(2) 翼部　褶皱两坡比较平直的部分。

(3) 拐点　相邻背斜和向斜共同翼上岩层凸向改变的转折点。

(4) 转折端　泛指褶皱两翼岩层的连接部分，也是褶皱岩层弯曲较大的部位。

(5) 枢纽　同一褶皱面上最大弯曲点的连线。枢纽可以是水平或倾斜的直线，也可以是曲线。顺便指出，枢纽和褶轴是不能等同的，褶轴的概念留待第二节阐述。但枢纽所在部位有时也称轴部。

(6) 轴面　相邻褶皱面上枢纽连成的面。轴面可以是平面，也可以是曲面。在两翼岩层的倾角和厚度均大致相等的对称褶皱中，轴面与两翼夹角(称翼间角)的平分面重合，但在不对称褶皱中则不重合(图 2-3)。轴面与任一面的交线称轴迹，如轴面与地面或横剖面的交线。

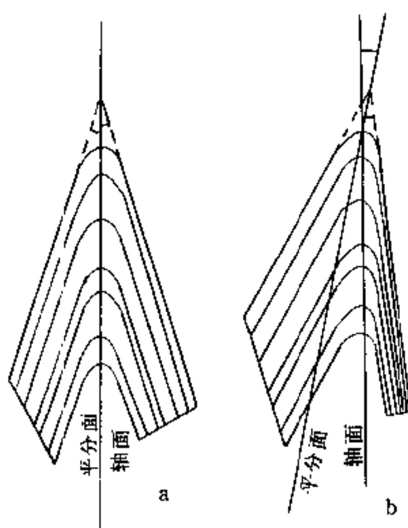


图 2-3　表示褶皱轴面和两翼夹角平分面关系的剖面图

(据 F. J. Turner & L. W. Weiss, 1963)

a—对称褶皱，轴面与平分面重合；
b—不对称褶皱，轴面与平分面不重合

(7) 脊、脊线和槽、槽线　同一背形褶皱面上最高点的连线称脊线，脊线上的最高点称脊；同一向形褶皱面上最低点的连线称槽线，槽线上的最低点称槽。确定脊和槽的位置对于寻找油、气和开发地下水的工作具

有重要意义。

(8) 波长和波幅 波长和波幅是度量褶皱大小的要素。波长指同一褶皱面两个相邻的同相位的二拐点间距离(图 2-4 之 W,W_m 或 W_a),波幅指同一褶皱面上诸拐点连线(称拐线或中间线)与褶皱面包络线(图 2-4 之 S'_0)间的距离(图 2-4 之 A,A_m 或 A_a)。波长和波幅均需在垂直于褶皱枢纽的剖面上度量。

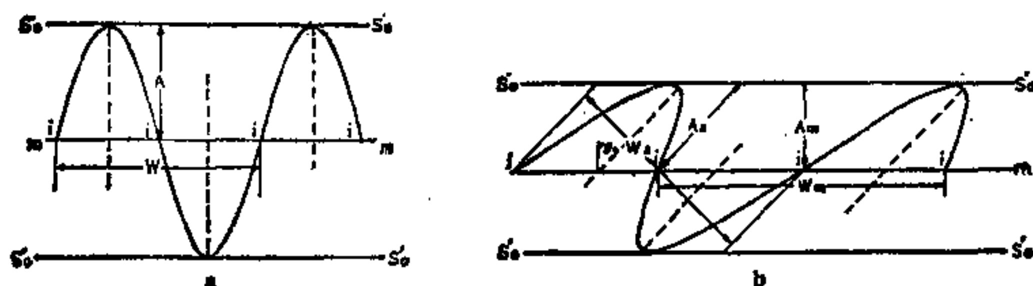


图 2-4 褶皱的波长和波幅

(据 R. Ramsay,1967)

a—对称褶皱的波长(W)和波幅(A);b—不对称褶皱的波长(W_m 或 W_a)和波幅(A_m 或 A_a);

S'_0—褶皱面的包络线;i—拐点;mm—中间线;

第二节 褶皱形态描述

不同形态的褶皱往往反映了不同的成因机制,为要深入研究褶皱的形成机制,需要分别选取某些褶皱要素作为标志,从其在剖面或平面上所表现的不同特征进行比较性的描述。常用的剖面有二,一为横剖面,即直立剖面,它与水平面是垂直的,但可以从不同方向切取;另一为横截面,也称正交剖面,是垂直于枢纽切取的剖面。如果枢纽水平则横剖面与横截面一致,如果枢纽倾伏则二者不一致(图 2-5),褶皱岩层弯曲的真实形态只有在横截面上才能得到反映。因此,在涉及到褶皱的弯曲形态特征的标志时,常用横截面作比较描述的依据。

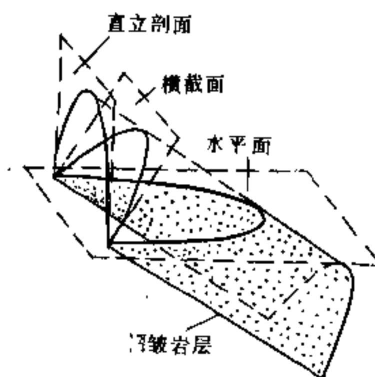


图 2-5 倾伏褶皱在不同剖面和水平面上所表示的不同的弯曲形态

一、褶皱几何形态描述

从几何学观点看,褶皱整体形态可归为圆柱状褶皱和非圆柱状褶皱二种(图 2-6)。设想一条直线平行其自身移动而构成一个(圆柱状)曲面,这种弯曲形态称为圆柱状褶皱,该直线称为褶轴(见图 2-2 之 KL 及图 2-6 之 a),显然,褶轴与枢纽不同,它只具有几何学意义而并非褶皱面上的某一具体直线,枢纽在褶皱面上是有具体位置的,但其方位与褶轴一致,因此褶轴产状是由枢纽产状表述的。不具上述特征的其他褶皱均归之于非圆柱状褶皱一类,它们没有褶轴,但可以有枢纽(如图 2-6 之 c,d,f)。对非圆柱状褶皱的研究,通常将其分成若干相对均匀区段,每一区段可近似地看成圆柱状褶皱。逐段解析,再行综合,从而获得褶皱整体的形态特征。

非圆柱褶皱的一种特殊形态是圆锥状褶皱(图 2-6 之 d,f),可设想固定直线的一端,使其另一端作圆弧式转动,直线转动的轨迹就代表了圆锥状褶皱的形态,但该直线并非褶轴,也不具有任何研究意义。

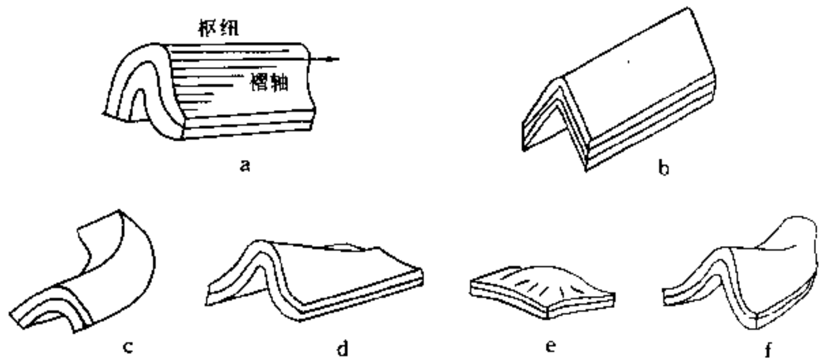


图 2-6　圆柱状褶皱和非圆柱状褶皱

a、b—圆柱状褶皱;c 至 f—非圆柱状褶皱(其中 d、f 为圆锥状褶皱)

二、剖面上褶皱形态描述

(1) 根据轴面产状的不同,可使用直立褶皱、斜歪褶皱、倒转褶皱、平卧褶皱、翻卷褶皱等术语描述(图 2-7)。

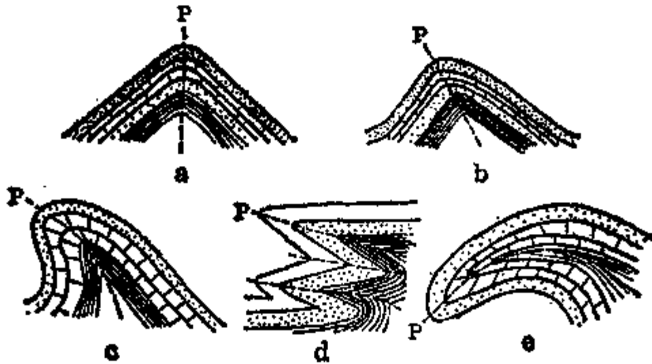


图 2-7　根据轴面产状描述褶皱

a—直立褶皱;b—斜歪褶皱;c—倒转褶皱;d—平卧褶皱;e—翻卷褶皱;p—横剖面上的轴迹

(2) 根据转折端形态的不同,可使用圆弧褶皱、尖棱褶皱、箱状褶皱、扇状褶皱、挠曲等术语描述(图 2-8)。



图 2-8　根据褶皱转折端形态描述的褶皱

a—圆弧褶皱;b—尖棱褶皱;c—箱状褶皱(虚线为一对共轭轴面);d—扇形褶皱;e—挠曲

(3) 根据翼间角大小,可使用平缓褶皱(翼间角大于 120°)、开阔褶皱(120°~70°)、闭合褶皱(70°~30°)、紧闭褶皱(30°~0°)、等斜(或同斜)褶皱(0°)等术语描述(图 2-9)。

(4) 根据褶皱两翼是否等长，可使用对称褶皱、不对称褶皱二术语描述。

(5) 在沿褶皱枢纽方向切取的(纵)剖面上，根据枢纽是否水平，可使用水平褶皱、倾伏褶皱二术语描述，如果枢纽近于直立，则用倾竖褶皱这一术语描述。

(6) 在多层岩石褶皱的剖面中，根据上下各层弯曲的形态是否一致或是否有规律的变化，可使用协调褶皱、不协调褶皱二术语描述。

三、褶皱平面形态描述

平面形态描述的标志是根据同一褶皱面在平面上显露的长宽比，据此可使用穹隆(长宽比小于 3：1 的背斜)、构造盆地(长宽比小于 3：1 的向斜)、短轴褶皱(长宽比为 3：1～10：1)、线状褶皱(长宽比大于 10：1)(图 2-10)。

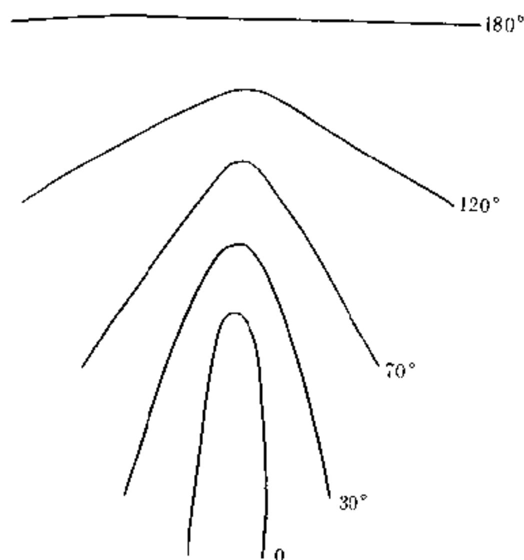


图 2-9 翼间角不同的褶皱

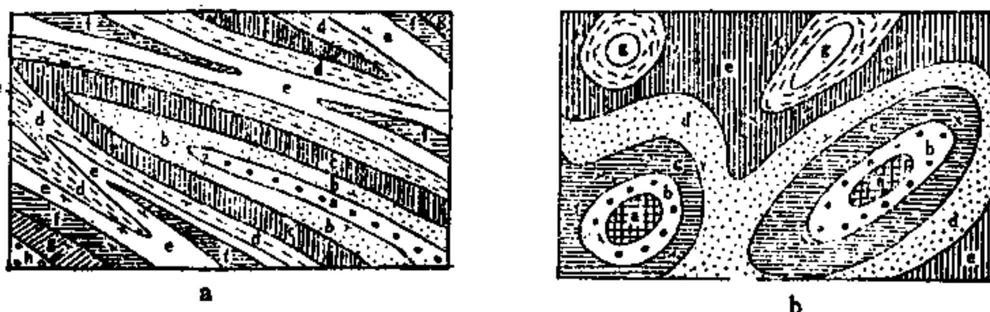


图 2-10 褶皱平面形态的描述

a—线状褶皱；*b*—左侧为穹隆与构造盆地，右侧为短轴褶皱；*a*、*b*、*c*—自老至新的地层顺序的代号

四、轴面与枢纽产状相结合的褶皱形态描述

褶皱的轴面和枢纽的产状既定，则其在空间的位态亦随之确立。因此，有些教科书曾将此作为褶皱的一种(位态)分类(朱志澄等，1990；徐开礼等，1989；Hobbs et al.，1976)。

根据轴面与枢纽产状相结合的不同位态，可使用下列术语描述(图 2-11)：

(1) 直立水平褶皱(图 2-11 之 Ⅰ 区)，轴面近于直立(倾角 90°～80°)，枢纽近于水平(倾伏角 0°～10°)。

(2) 直立倾伏褶皱(图 2-11 之 Ⅱ 区)，轴面近于直立，枢纽倾伏角为 10°～70°。

(3) 倾竖褶皱(图 2-11 之 Ⅲ 区)，轴面近于直立，枢纽倾伏角 70°～90°。

(4) 斜歪水平褶皱(图 2-11 之 Ⅳ 区)，轴面倾角 80°～20°，枢纽近于水平。

(5) 斜歪倾伏褶皱(图 2-11 之 Ⅴ 区)，轴面倾角 80°～20°，枢纽倾伏角 10°～70°。

(6) 平卧褶皱(图 2-11 之 Ⅵ 区)，轴面倾角和枢纽倾伏角均在 0°～20°。

(7) 斜卧褶皱(图 2-11 之 Ⅶ 区)，轴面倾角和枢纽倾伏角基本一致，轴面倾角 20°～80°，枢纽倾伏角 20°～70°，枢纽在轴面上的侧伏角为 70°～90°。

图 2-11 除分区绘出了上述七种形态的立体图外，还绘出了相应的赤平投影图。

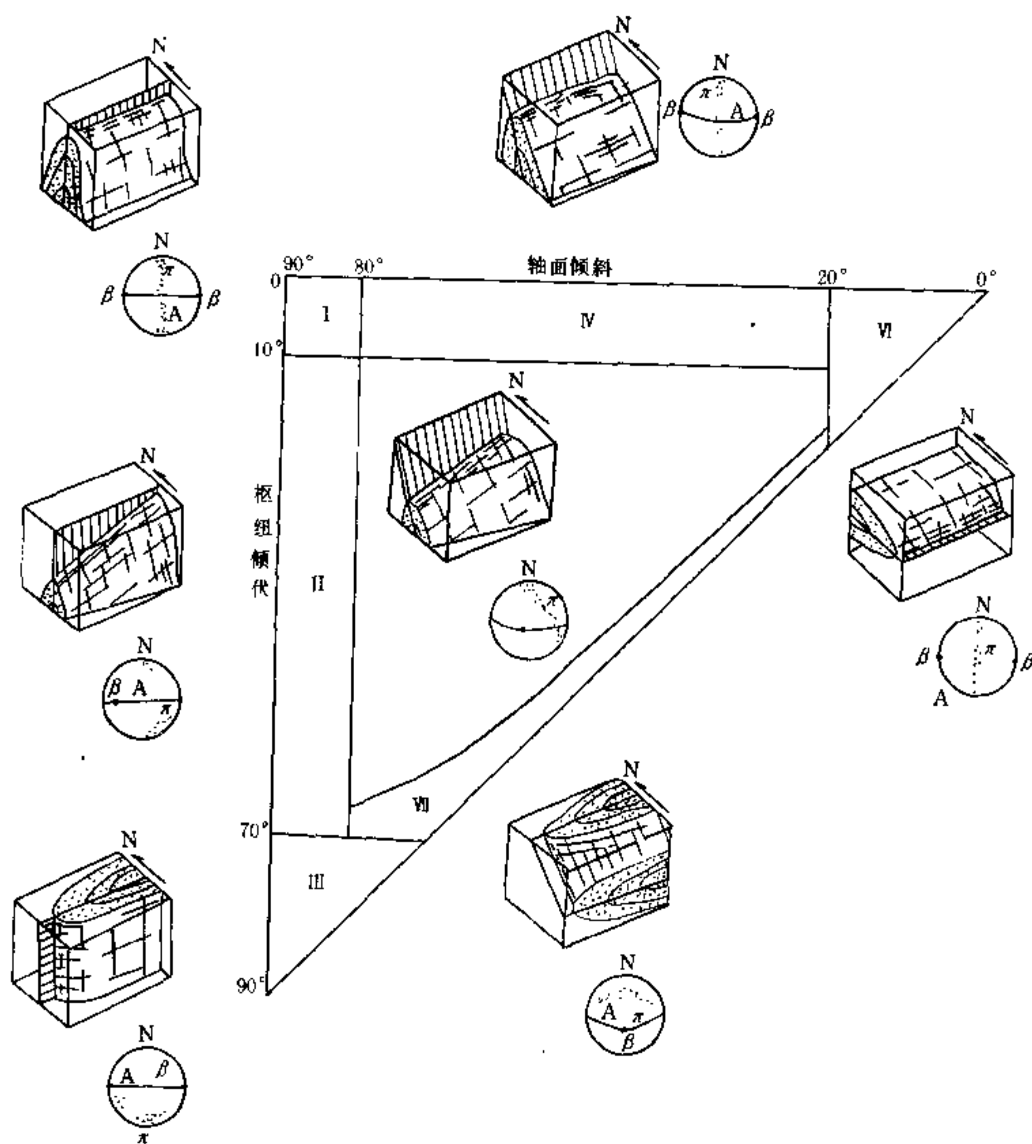


图 2-11　轴面和枢纽产状相结合的褶皱形态分区（Ⅰ～Ⅶ）及其赤平投影图

（据朱志澄等，1990）

β—枢纽极点；A—轴面投影大圆；π—褶皱面的 π 圆（环带）

五、褶皱组合形态描述

前述四种形态描述均指褶皱面单个弯曲的形态而言的。但褶皱常呈多个"峰"、"谷"相接的连续波状弯曲。在平面上也是多个褶皱作有规律的排布，它们彼此之间往往有着密切的成因联系，因此有时需要进行整体形态的描述和研究。

（一）剖面组合形态描述

1. 复背斜和复向斜

这是由许多次一级的背斜和向斜组合而成的一种大型背斜和向斜。在同一水平上观察，如其中央地带次级背斜核部地层比两侧次级背斜核部地层老，称复背斜；如其中央地带次级向斜核部地层比两侧次级向斜核部地层新，称复向斜。根据各次级褶皱轴迹的排列形式可分出扇形复背斜（图 2-12 之 a）和倒扇形复背斜（图 2-12 之 b），这种区分同样适用于复向斜。



图 2-12　扇形复背斜(a)和倒扇形复背斜(b)示意图

2. 隔档式褶皱和隔槽式褶皱(侏罗山式褶皱)

这种褶皱由一系列平行的褶皱组成，如其中背斜紧闭，向斜开阔，称为隔档式褶皱或称梳状褶皱(图 ? 13)。反之，即为隔槽式褶皱(图 2-14)。

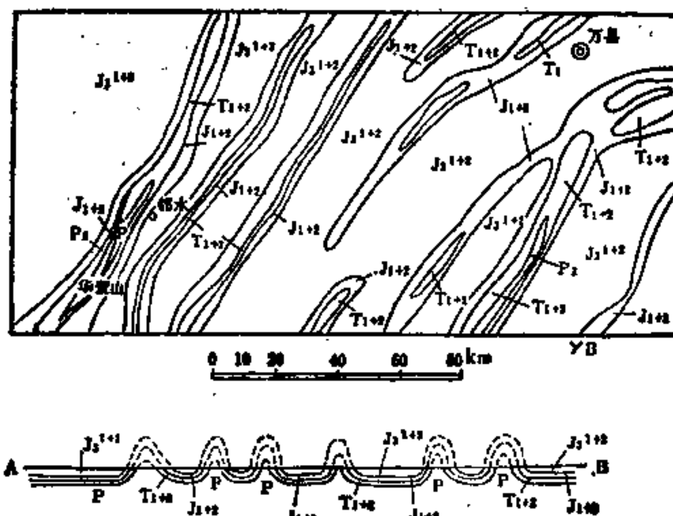


图 2-13　四川盆地东部隔档式褶皱

(转引自徐开礼等，1989)

(二) 平面组合形态描述

1. 平行型褶皱

指由一系列沿枢纽方向延伸较长的背斜和向斜组合而成的一种构造型式，它们彼此平行，与构造带方向一致。这种组合型式是由区域性水平挤压作用形成的。

2. 斜列型褶皱

指一系列背斜和向斜相间，彼此平行斜列(雁行排列)组合成的一种构造型式，其单个褶皱与构造带斜交(图 2-15)。它是由区域性水平剪切作用形成的。

3. 弧形褶皱

弧形褶皱又称构造弧，它是由一系列呈弧形排列的褶皱组合而成的一种构造型式。

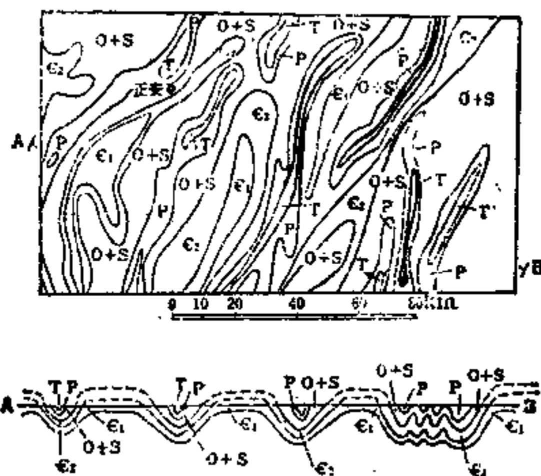


图 2-14　贵州正安及其以东地区的隔槽式褶皱

(转引自徐开礼等，1989)

有些弧形褶皱是由两列同时、同构造应力作用形成的，但其斜列方向不同(图 2-16)。

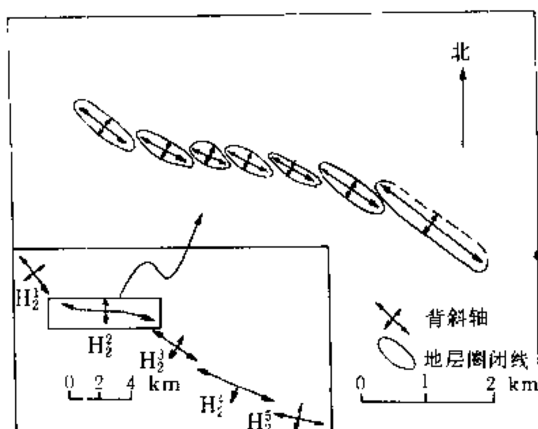


图 2-15 青海柴达木盆地内红三旱地区多级斜列型褶皱
(据孙殿卿,1959)

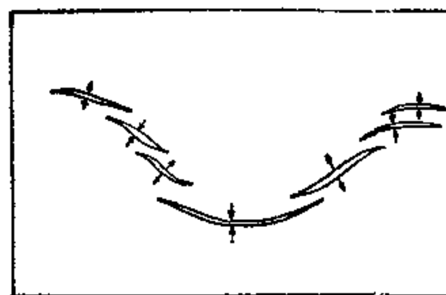


图 2-16 弧形褶皱示意图

(三) 平面和剖面相结合的组合形态描述

1. 复式褶皱(全形褶皱)

以线状褶皱为其特点，向斜、背斜同等程度发育，剖面上表现为复背斜、复向斜，平面上可呈平行型或斜列型，是构造强烈活动地区常见的一种组合型式。

2. 断续褶皱

由一系列方向性不明显的短轴褶皱或穹隆、盆地组成，背斜和向斜发育程度不等，其剖面形态多属开阔褶皱或闭合褶皱。

3. 过渡型褶皱

以背斜和向斜不等程度发育为特征，典型表现为隔档式、隔槽式褶皱，我国川东、鄂西、黔北等地区的褶皱群属于这种组合型式。

第三节 褶皱的形态类型

上一节所描述的各种褶皱形态实际上都是褶皱面的各种弯曲形态，严格地说，不能作为褶皱的形态类型。因为，作为褶皱的形态分类，褶皱面的弯曲形态固然重要，但还要包含一个褶皱的各部位岩层厚度变化这一要素，亦即以褶皱层的不同弯曲形态及其厚度变化为依据，才能具体反映出不同形态类型的褶皱，从而进行褶皱的形态分类。

一、根据岩层厚度变化的褶皱分类

(一) 等厚褶皱

同一褶皱层的厚度在褶皱的轴部和翼部是相等的褶皱(图 2-17)，其特点是上下各褶皱面彼此平行弯曲，且具有同一曲率中心，因此也称平行褶皱或同心褶皱。由于各褶皱面共有一个曲率中心，其曲率半径必然不等，自曲率中心向上(背斜)或向下(向斜)逐渐增大，换言之，对于背斜而言，顺轴面向下，褶皱面的弯曲愈趋紧闭，直至成为尖顶状而后消失。

(二) 顶厚褶皱

凡轴部岩层厚度大于翼部岩层厚度的褶皱均属顶厚褶皱，相似褶皱是其一特殊类型(图

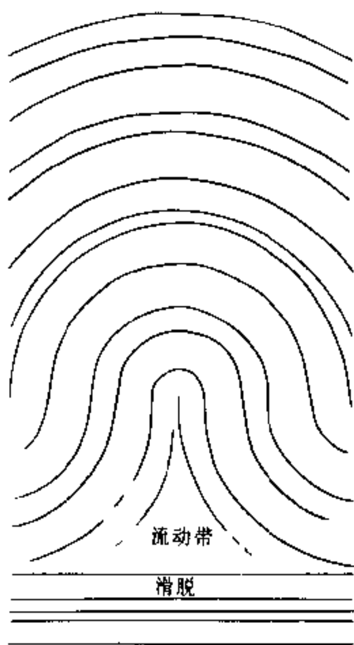


图 2-17 理想的等厚褶皱
(据 G. H. Davis, 1984)

2-18)。除具有上述特征外，还表现在平行于轴面测量岩层厚度(可简称轴面厚度)，在轴部和翼部是相等的(图 2-18 之 $T_0=T_a$)，且上下各褶皱面弯曲的曲率(或曲率半径)是相似的。

(三) 顶薄褶皱

轴部岩层厚度小于翼部岩层厚度的褶皱，背斜岩层弯曲的曲率自上而下逐渐增大(图 2-19)。

二、根据岩层等倾斜线(或简称等斜线)型式的褶皱分类

在第一种分类的基础上，Ramsay(1967)进一步提出以褶皱层等倾斜线(简称等斜线)的不同型式为依据的褶皱形态分类，即 Ramsay 褶皱形态分类。由于等斜线能够从各褶皱面倾角变化表征褶皱各层的曲率变化及相应各部位褶皱层厚度的变化，从而准确地反映出褶皱形态的差异，因此较之单纯以褶皱层厚度为依据的分类更为完善。

等斜线是褶皱横截面上相邻层面切线倾角相等的切点的连线。具体作法如下(图 2-20)：

(1) 用透明纸在横截面或照片上描绘出所要研究的某一褶

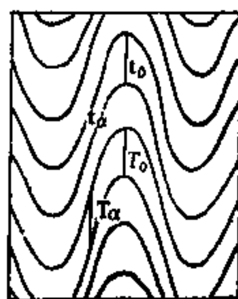


图 2-18 相似褶皱
(据 J. G. Ramsay, 1967)
t_0—轴部岩层厚度；t_a—翼部岩层厚度；
T_0—轴部岩层的轴面厚度；T_a—翼部岩层的轴面厚度

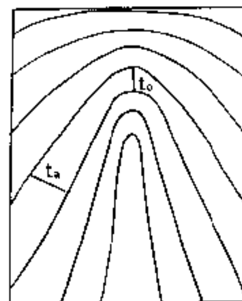


图 2-19 顶薄褶皱
t_0—轴部岩层厚度；t_a—翼部岩层厚度

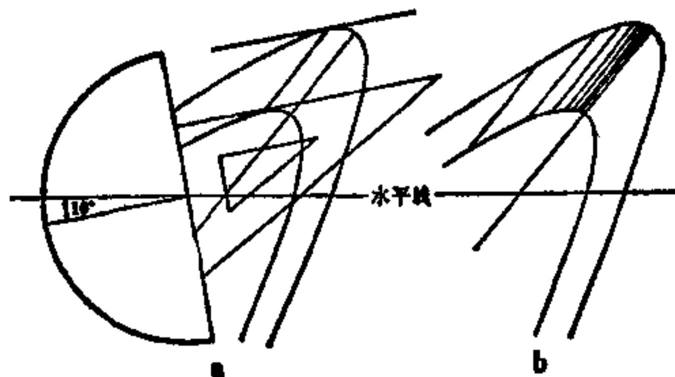


图 2-20 等斜线的绘制方法
(据 J. G. Ramsay, 1967)

皱层的顶、底面，并标绘出水平线和轴迹。

（2）以水平线为基准，用量角器和三角板每隔一定角度的倾角（如每5°或每10°间隔），分别在褶皱层的顶面和底面上作一系列相等倾角的切线。

（3）分别连接两翼褶皱层顶、底面上切线倾角相同的两个切点的连线，即所求的等斜线。

根据两翼等斜线的分布型式，可分出三类五型褶皱（图2-21）：

Ⅰ类　等斜线呈向内弧收敛的扇形，根据扇形开角大小进一步分为三型。

ⅠA型——扇形开角大，轴部岩层厚度小于翼部，外弧曲率小于内弧，相当于“岩层厚度变化的褶皱分类”的顶薄褶皱（图2-21与图2-19）。

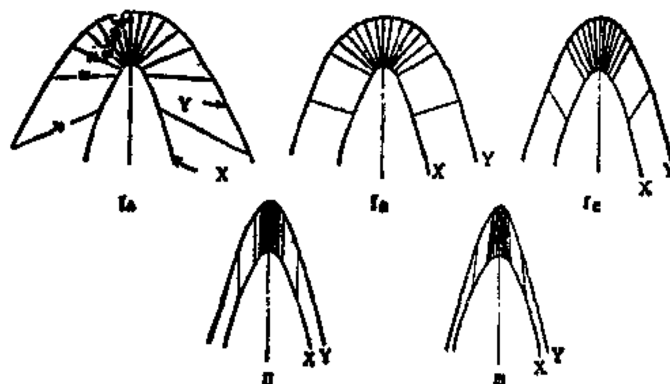


图2-21　按岩层等斜线型式的褶皱分类

（据Ramsay，1967）

下褶皱面X和上褶皱面Y间的等斜线间隔10°；图中各类褶皱的X面的曲率相同

ⅠB型——扇形开角中等，轴部岩层厚度与翼部岩层厚度相等，即等厚褶皱，其轴部岩层的轴面厚度小于翼部，上下曲率相同（图2-21和图2-22）。

ⅠC型——扇形开角小，轴部岩层厚度略大于翼部，但轴部岩层的轴面厚度小于翼部，这类褶皱可看作等厚褶皱向相似褶皱（Ⅱ类）的过渡类型（图2-21）。

Ⅱ类　等斜线彼此平行，并与轴迹相互平行，内弧外弧各褶皱面曲率相等，为相似褶皱，其轴部岩层厚度大于翼部，轴面厚度在轴部和翼部是相等的（图2-21与图2-18）。

Ⅲ类　等斜线略向外弧收敛，在背斜呈倒扇形型式，轴部岩层厚度大于翼部，即顶厚褶皱，其轴部岩层的轴面厚度也大于翼部（图2-21与图2-23）。

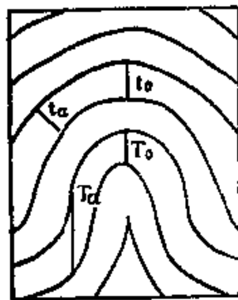


图2-22　ⅠB型褶皱（等厚褶皱）

t_0—轴部岩层厚度；t_α—翼部岩层厚度；

T_0—轴部岩层的轴面厚度；T_α—翼部岩层的轴面厚度

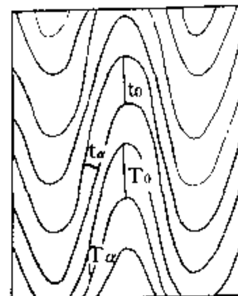


图2-23　Ⅲ类褶皱（顶厚褶皱）

t_0—轴部岩层厚度；t_α—翼部岩层厚度；

T_0—轴部岩层的轴面厚度；T_α—翼部岩层的轴面厚度

上述五种类型褶皱可以 t'_{α}-α 关系图表示其分区范围(图 2-24),该图以 $t'_{\alpha}(t_{\alpha}/t_0)$ 为纵坐标,以 α(岩层倾角)为横坐标,除 IB 型与 Ⅱ 类外,其他三种均分布于一定范围的区间。将所量的岩层倾角 α 与厚度比值 t'_{α} 投影在该图上,即可确定褶皱的形态类型。

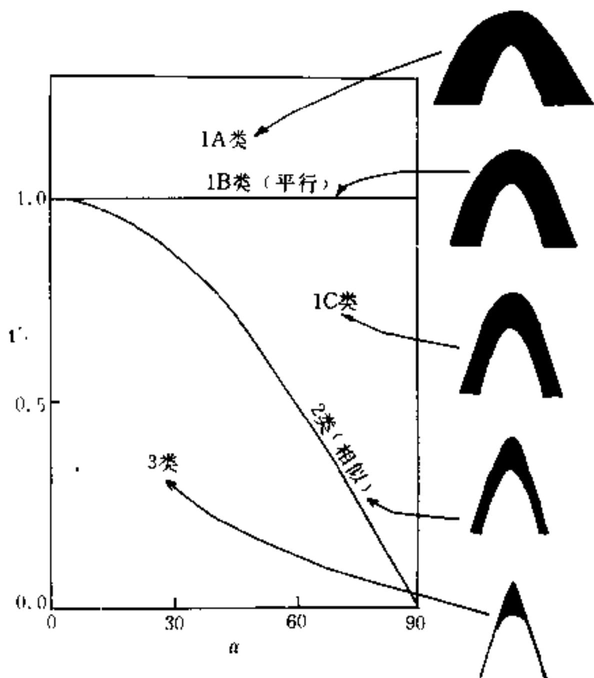


图 2-24 不同形态的五种褶皱的分布区(t'_{α}-α 曲线图)

(据 Ramsay et al.,1983)

$t'_{\alpha}=t_{\alpha}/t_0$ 为翼部岩层厚度与轴部岩层厚度比值;

α 为岩层倾角

第四节 褶皱形态的认识和研究

对褶皱形态的认识和研究主要是靠野外直接观察和分析其在地质图上的表现来进行;其次可利用物探、钻探资料或利用航片、卫片的图像来分析。本节着重介绍野外观察和从地质图上认识褶皱形态的方法。

一、野外观察研究褶皱形态的方法

(一)查明地层层序、确定褶皱的基本形态

野外观察和研究褶皱构造,首先必须依据古生物化石和岩性特征,确定地层时代,查明地层层序。在缺乏化石或一时无法找到标准化石的地区,可利用岩石的各种原生构造或某些次生构造(如层间小褶皱、层间破劈理等)来判别地层层序的正常与否,然后横穿地层走向进行观察,根据中心和两侧地层新老关系与对称重复出现的特征,确定褶皱的基本形态是背斜或是向斜。

(二)测定褶皱产状,描述褶皱形态特征及其变化

1.测定褶皱轴面和枢纽的产状

对于露头良好的小型褶皱,其轴面和枢纽产状,可以从露头上直接测量。但对于露头不完整或规模较大的褶皱,则需要在横穿地层走向确定褶皱基本形态的同时,详细测定同一褶皱面不同部位的产状,用几何作图法或赤平投影方法确定轴面和枢纽产状。为了了解褶皱的纵向变化情况,还应沿地层走向适当进行追索;或者横穿几条剖面,然后将各剖面联系起来,了解褶皱轴面和枢纽沿纵向变化的情况。如两翼同一地层走向大致平行,表明其枢纽是水平的;如两翼同一地层走向不平行或呈弧形弯曲,则说明其枢纽是倾伏的(图 2-25)或弯曲的。

为了查明褶皱的形态特征和规模,最好选择岩石成分、结构、构造和所含化石均具有明显特征,而且层位稳定、厚度较小、分布较广泛的某一岩层作为标志层。详细观测其产状,追索其分布,借以确定褶皱的形态特征。在变质岩地区,层理和层序都不太清楚的情况下,利用追索沉积岩变质而来的石英岩、大理岩等标志层的产状变化和分布特征,是认识褶皱构造的有效方法之一。

在石油、天然气和其他一些沉积矿产的普查勘探中,由于这些矿产的赋存往往和褶皱构造的细节关系密切,因此,需要根据地面与钻孔或物探资料,编制某些标志层的构造等高线图,图 2-26 是一个枢纽有起伏的背斜,对于直立水平褶皱或直立倾伏褶皱而言,连接相邻两条构造

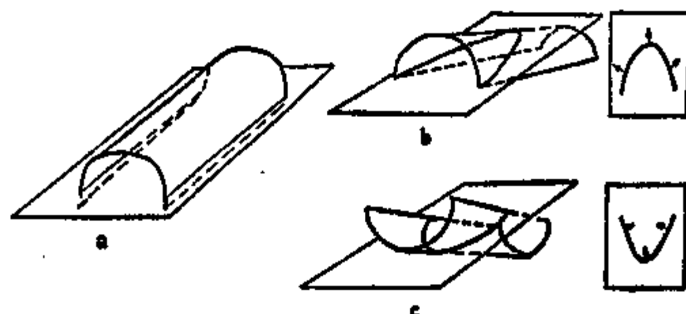


图 2-25　根据两翼同一地层的走向判别枢纽产状示意图

a—两翼走向平行表示枢纽水平；b—两翼走向呈弧形弯曲，说明枢纽为倾伏的背斜；
c—两翼走向呈弧形弯曲，说明枢纽为倾伏的向斜；b、c 二图所示枢纽倾伏方向均指向图的上方

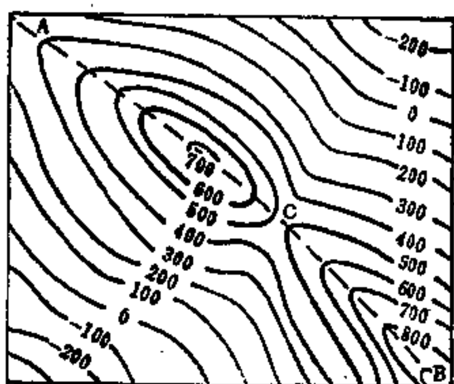


图 2-26　构造等高线图
（*ACB* 为背斜枢纽）

等高线弧形转折的尖端，自高向低的方向即为该处枢纽倾伏向，两构造等高线的高差与水平距离之比即为倾伏角的正切函数。

2. 确定褶皱在横截面上几何形态

通过作地层的等斜线型式或测量同一岩层在褶皱不同部位厚度的变化情况，确定褶皱在横截面上的几何形态类型。

3. 观察研究褶皱形态的深部变化

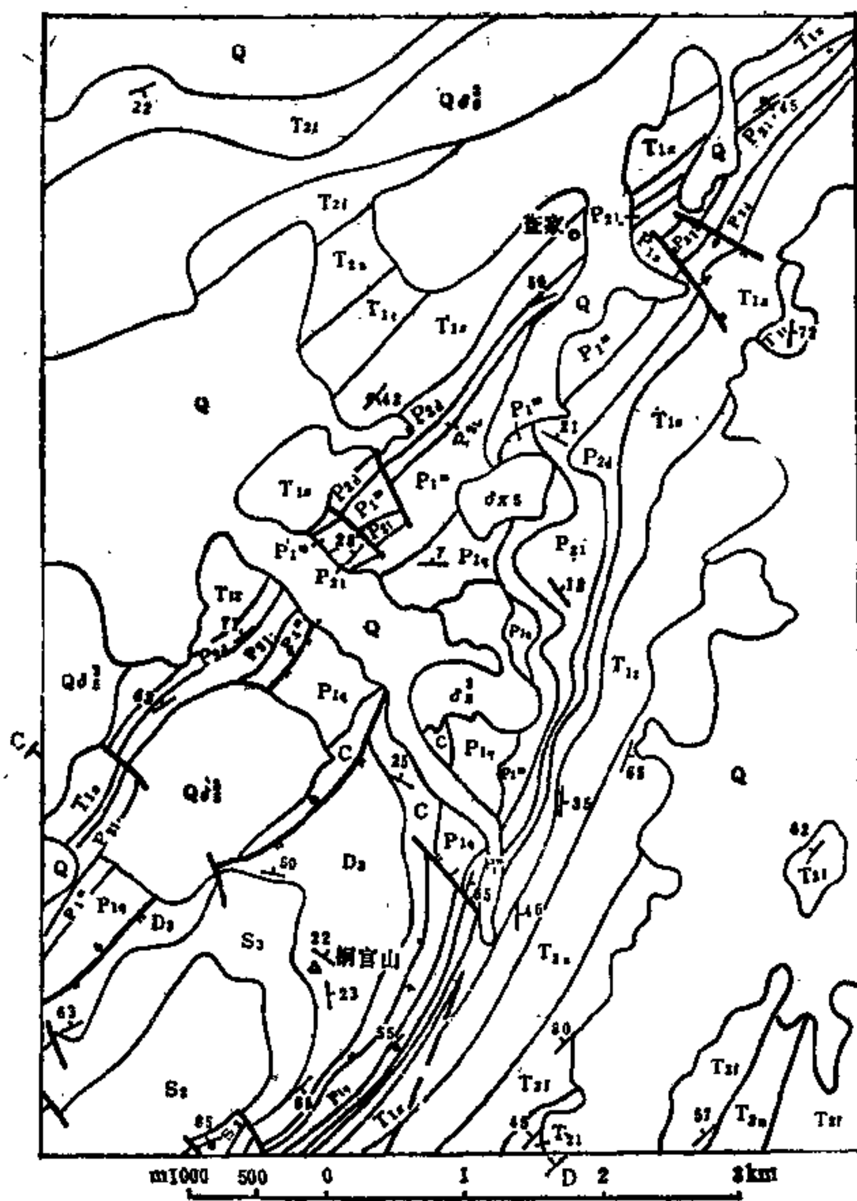
由于各褶皱层的岩石力学性质、厚度和变形环境上的差异，褶皱在地表出露的形态与深部形态并不一定相同。因此，对褶皱形态的研究，除观察其纵向和横向特征外，还应注意褶皱形态深部的变化。在矿产的普查勘探工作中尤其应重视这个问题。以下方法可作为研究褶皱形态深部变化的参考。

(1) 联系和对比天然露头中同一褶皱不同高程的两剖面，可以了解褶皱形态的深部变化。但两剖面相隔不能太远，而且其间没有横断层。

(2) 对于轴面直立的缓倾伏褶皱，可根据地质图上沿枢纽倾伏方向不同地段横剖面的褶皱形态变化来间接推断褶皱形态的深部变化。如图 2-27 所示，以中志留统为核心的背斜，在其西南段铜官山一带上泥盆统和石炭系走向呈向北东突出的弧形，倾角为 22°～25°，其岩层露头线呈箱形分布，表明该背斜向北东倾伏，转折端岩层倾角和缓而两翼地层倾角较陡（60°～80°），其南东翼倒转，从剖面图 *CD* 中，可看出褶皱形态为箱状背斜。沿枢纽倾伏方向向北东观察，可见到以下二叠统为核心的尖棱状背斜（图 2-27*AB* 剖面）。由此可见，该背斜下部呈箱状，上部呈尖棱状，其间在转折端处（背斜中段）出现虚脱现象，并有闪长岩侵入其间，从而成为矿体有利的赋存部位。

二、褶皱在地质图上的表现

褶皱在地质图上的图像，是褶皱在地面上出露形象的平面投影。它不仅与其本身形态，产状和规模大小有关，而且还要受到地面切割的影响。因此，在地质图上分析褶皱形态和产状时，要注意地形因素的影响，特别是在大比例尺的地形地质图上更应注意。现列举以下几种情况加



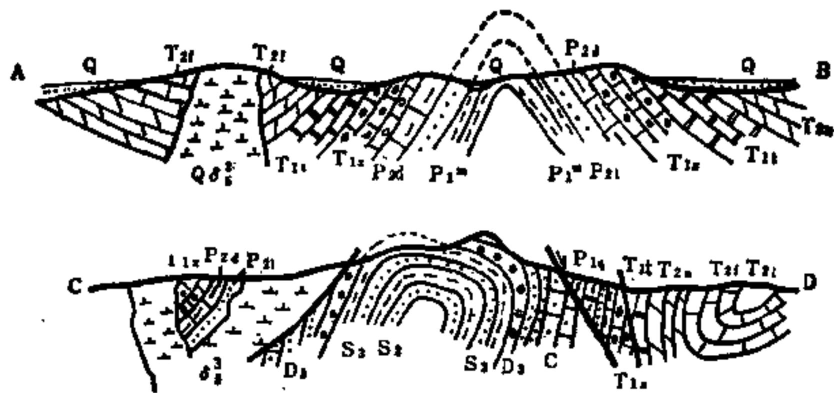


图 2-27 安徽铜陵铜官山地区地质图

（据中华人民共和国地质图简化）

以说明。

（一）直立水平褶皱

当地形起伏很小时，这种褶皱在地质图上的露头型式大体呈两翼平行的条带状(图 2-28)，地层露头线方向与岩层走向基本一样。若地形起伏很大，地层走向又不垂直于沟、脊的延伸方向时，则其两翼地层露头线呈不规则的弯曲状(图 2-29)。上述两种情况并不说明岩层走向有变化，而且各层面露头线最大弯曲点之连线也不是轴迹或枢纽。实际上两翼岩层走向仍是平行的

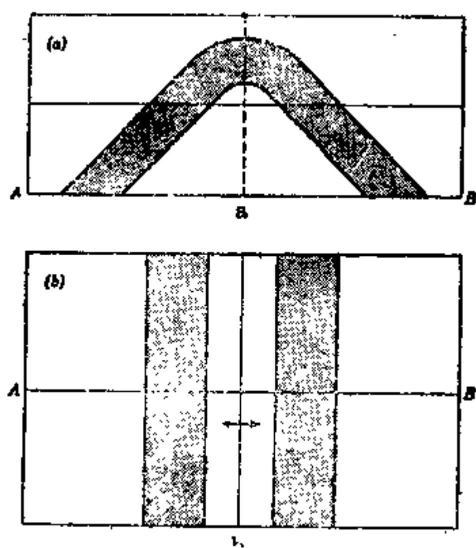


图 2-28 地面平坦时的直立水平褶皱
(据 D. M. Ragan, 1973)
a—剖面图；b—地质图

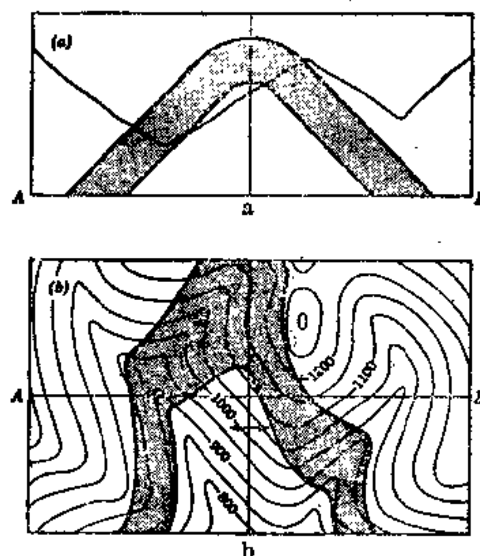


图 2-29 地面不平坦时的直立水平褶皱
(据 D. M. Ragan, 1973)
a—剖面图；b—地质图

（二）直立(缓)倾伏褶皱

这种褶皱在地形起伏很小时，地质图上岩层露头线的弯曲基本反映岩层走向的变化，各地层露头线最大弯曲点的连线代表轴面与地面的交线(轴迹)，也是枢纽的水平投影(图 2-30)。但当地形起伏很大时，其两翼各地层露头线则呈不规则的弯曲状，而且最大弯曲点的连线既不是轴迹，也不是枢纽的水平投影线(图 2-31)。

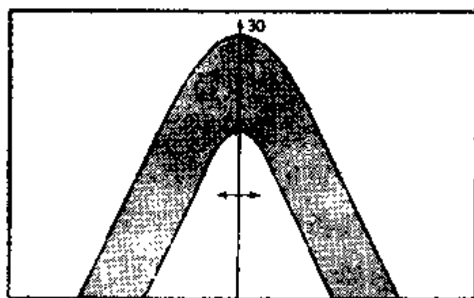


图 2-30 地形平坦时直立(缓)倾伏褶皱平面露头形态
(据 D. M. Ragan, 1973)

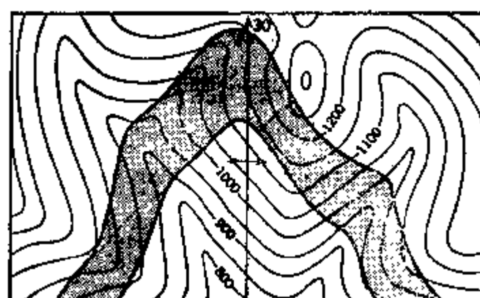


图 2-31 地形复杂时直立(缓)倾伏褶皱平面露头形态
(据 D. M. Ragan, 1973)

（三）直立(陡)倾伏褶皱

无论地形起伏大小，这类褶皱在地质图上所表现的露头线弯曲基本上反映了岩层走向相应的改变；而各地层最大弯曲点的连线基本上反映了轴迹的位置，但不一定代表枢纽线的水平投影线，其两翼岩层走向不相平行。

至于斜歪倾伏褶皱在地质图上的露头线弯曲形态则比较复杂，不能简单地根据其最大弯曲点的连线来推断轴迹和枢纽的倾伏方向。但是，若斜歪倾伏褶皱具有尖顶状的转折端，则表现在地质图上，其两翼岩层露头线亦呈尖棱状过渡而不是弧形弯曲，这样，相邻褶皱面尖顶的连线就是轴迹，由于轴面是倾斜的，所以该轴迹不能代表枢纽的倾伏方向。

三、褶皱形成时代的研究

褶皱形成时代有长有短，对于短期形成的褶皱，主要依据区域性角度不整合（简称不整合）来确定其形成时代，如南京地区构造研究表明，下、中侏罗统象山群呈区域性的角度不整合覆盖于古生界（包括一部分中生界的三叠系）之上（见图 1-16 和图 1-17），那么古生界及三叠系这套地层的褶皱作用最后完成的时代应是晚三叠世至早侏罗世之间，在此前后的两套地层褶皱作用的强弱及其形态也明显不同（见图 1-17）。但应注意，在构造发展的继承区，这种不整合可以为假整合所取代（郭令智等，1965）。所以利用不整合确定褶皱形成时代需结合区域构造分析和褶皱形态的研究；如果在不整合下面的一套褶皱的地层中有火成岩的侵入，而且也同样被上面一套地层不整合地覆盖，那么再结合侵入岩同位素年龄资料来确定下面一套地层的褶皱形成时代就更为准确。

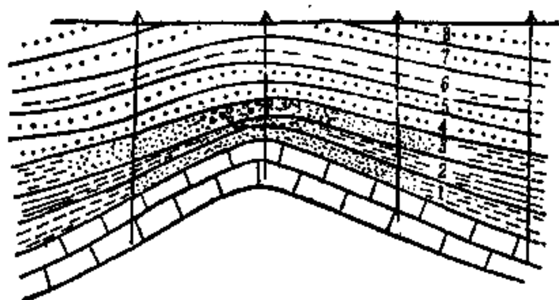


图 2-32 同沉积背斜示意剖面

长期形成的褶皱有两种情况，其一是在一套地层沉积固结以后长期经受构造作用而逐渐发育的褶皱，这种情况下所出现的不整合所跨越的时限就比较长，例如第四系不整合于古生界之上，其时限跨越了整个中生代和新生代，以此确定古生界褶皱形成时代应为中生代至第三纪，不过这只是一种可能，另一种可能涉及到地层的“缺”或“失”的问题，所以运用跨越时限很长的不整合来确定褶皱形成时代，其意义不大。其二，褶皱是在沉积过程中逐步发育的，这种边沉积边褶皱称为同沉积褶皱（图 2-32），它是在大型沉积盆地普遍拗陷的背景下局部隆起而形成的一种同生褶皱，其特点是同一层的轴部岩层厚度小于翼部岩层厚度（形态上属于顶薄褶皱）以及沉积物颗粒表现为轴部粗，翼部细。图 2-32 上第 1～3 层有上述变化特征，表明该褶皱形成时代经历了 1～3 层所代表的年代。

主要参考文献(2)

1. 郭令智等，1965，论地质构造的形成和发展的二种形式——继承和上叠，中国大地构造问题，科学出版社。
2. 徐开礼、朱志澄主编，1989，构造地质学（第二版），地质出版社。
3. 朱志澄、宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。

4. Hobbs, B. E. et al. , 1976, 构造地质学纲要(刘和甫等译, 1982), 石油工业出版社。

5. Park, R. G. , 1983, 构造地质学基础(李东旭等译, 1988), 地质出版社。

6. Ragan, D. M. , 1973, 构造地质学-几何方法导论(邓海泉等译, 1984), 地质出版社。

7. Ramsay, J. G. , 1967, 岩石的褶皱作用和断裂作用(单文琅等译, 1985), 地质出版社。

8. Ramsay, J. G. et al. , 1987, 现代构造地质学方法, 第二卷(徐树桐主译, 1991), 地质出版社。

第三章　断裂构造

岩石受力产生的破裂称断裂。岩石在破裂变形阶段产生的构造统称断裂构造。它使岩石的连续性和完整性遭到破坏，并可使断裂面两侧岩块沿破裂面发生位移。凡破裂两侧的岩石沿破裂面没有发生明显的相对位移，或仅有微量位移的断裂构造称为节理；若破裂两侧的岩石沿破裂面发生了较大和明显的相对位移，则称为断层。断裂构造是地壳上发育最广泛、最常见的一种地质构造。

第一节　节　理

一、概　述

在自然界，几乎在所有的岩石中，普遍而广泛地发育有形态各异，长短不一的节理。它是一种小型断裂构造，在岩石内往往成群出现。

节理按其表露的明显程度不同，可分为张开的、闭合的和隐蔽的三种。张开的节理常呈明显可见的裂隙，由于两壁张开，节理两侧的岩石在垂直裂隙的方向上有微量的位移。节理能大量地吸收地表径流，是地下水和矿液的良好通道和储集场所。闭合节理的两壁压得很紧，中间没有空隙，但用肉眼可以清楚地看出有裂隙存在，隐蔽节理为一种毛发状裂纹，肉眼不易觉察，只有当岩石受到打击时，才能看到岩石沿隐蔽节理方向裂开。

节理的大小不一，其长度从几厘米至几十米或更长；两节理之间的距离也是大小不等，有几厘米的也有几米的。由于岩石中节理的发育程度有很大差别，常采用节理频度(率)来表示，一般以垂直节理走向方向上每一米距离内节理的数目来表示。

二、节理的分类

(一) 几何分类

节理经常与褶皱、断层等相伴出现，或作为它们的派生构造而发育在其某些部位。节理的几何分类实质上是一种形态分类。它是指节理与其所在岩层或与其他构造之间的几何关系，其分类的具体标志是，节理走向与所在岩层走向的关系或与所在褶皱枢纽方向的关系。据此，可将节理分为走向节理、倾向节理、斜向节理、顺层节理或纵节理、横节理、斜节理等。

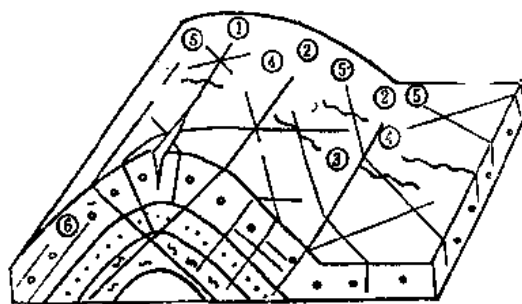


图 3-1　节理几何分类示意图

①②—走向节理或纵节理；③—倾向节理或横节理；④、⑤—斜向节理或斜节理；⑥—顺层节理

上述分类，在某些情况下，如对于枢纽没有倾伏的圆柱状褶皱来说，二者常相吻合，即走向节理相当于纵节理、倾向节理相当于横节理(图 3-1)。若枢纽是倾伏的，则二者不完全吻合甚至相反，如褶皱枢纽

倾伏处，横节理相当于走向节理，纵节理相当于倾向节理。

（二）成因分类

1. 原生节理

指在物质沉积和成岩过程中所产生的节理，如沉积岩中的泥裂和火成岩中的柱状节理等。

2. 次生节理

指成岩后所形成的节理，包括非构造节理和构造节理。非构造节理指岩石在外动力地质作用下（如风化、山崩、地滑、岩溶塌落、冰川活动以及人工爆破等）所产生的节理。这类节理在空间分布上，常局限于地表浅部的岩石中，节理不规则，延长也不远，多数为裂开的张节理，一般无矿化现象，但对地下水的活动及工程建设有较大影响。

（三）力学分类

节理都是在一定的岩石应力条件下产生的，直接形成节理的力只有两种：一是张应力形成的节理，称张节理；另一是剪应力形成的节理，称剪节理。现将它们的形态特征分述如下：

1. 张节理

（1）裂面粗糙不平，发育在砾岩或粗砂岩中的张节理，常绕砾石或粗砂粒表面而过，一般不切穿砾石。

（2）节理产状不稳定，在平面上常蜿曲延伸或呈锯齿状延伸。

（3）节理沿走向延伸不远即告消失，但在其旁侧又可出现同一方向的另一条张节理，形成平面上的侧列现象（图 3-2）。



图 3-2 湖北门亚第三系砂岩中张节理的侧列现象

（据马宗晋等，1965）



图 3-3 张节理尾端变化型式

（据马宗晋等，1965）

a—树枝状分叉；b—杏仁状结环

（4）张节理两壁张开，有肉眼可见的节理壁距，有时上部壁距较大，呈楔形，向下节理逐渐消失。由于两壁张开，是地下水的良好通道或储存场所，也可能被岩脉或矿脉充填。

（5）节理发育常比较稀疏，即节理间距较大，频度较低。

(6) 张节理的尾端常呈树枝状分叉或具杏仁状结环(图 3-3)，其分叉方向无规律，其结环形状不规则。

2. 剪节理

(1) 节理面平直而光滑，发育在砾岩中的剪节理面常穿过砾石，形似刀切(图 3-4)。

(2) 节理产状较为稳定，平面上呈直线延伸。

(3) 沿节理走向和倾斜常延伸较远，有时在节理旁侧形成比较规则的羽列现象(图 3-5)。根据羽列可以判断其剪切动向(旋向)，其方法是垂直于节理走向观察，前面的一条节理向后面的一条节理右侧方向延伸者，节理的剪切动向为右行(或右旋)，反之为左行(或左旋)。比较图 3-5 左、右图即可看出。



图 3-4 剪节理直切砾岩中的砾石
(傅昭仁提，宋姚生素描)

(4) 剪切理两壁紧闭，壁距甚小，有时肉眼只能见到一条缝迹。

(5) 节理发育比较密集，即节理间距较小，频度较高。

(6) 剪节理两侧岩石沿节理面常有微小的位移，致使节理两侧岩石出现错开现象，并能在节理面上留下擦痕。

(7) 剪切理的尾端变化可分折尾、菱形结环、菱形分叉三种型式(图 3-6)。不论哪种型式，均反映出大致相同的两组节理的方向。

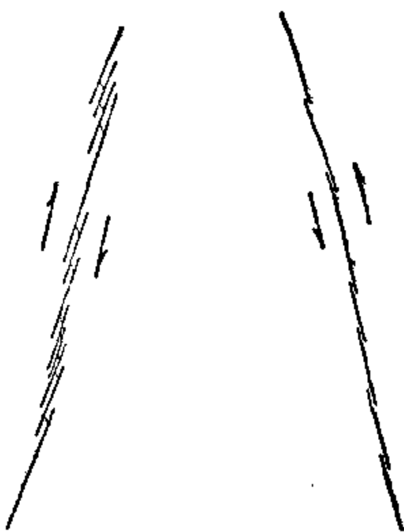


图 3-5 湖北黄陵南部寒武系灰岩中剪节理羽列
(据马宗晋等，1965)
左图为右行，右图为左行

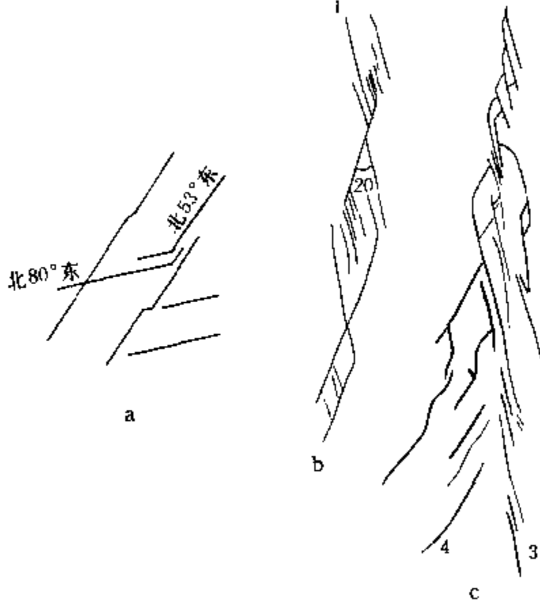


图 3-6 剪节理尾端变化的三种型式
(据马宗晋等，1965)
a—折尾；b—菱形结环；c—节理分叉

上述张节理与剪节理的各种形态特征是在野外识别二者的主要标志。但应说明，有些标志是通过二者比较而来的，如节理面的光滑与粗糙，节理间距的大小等都只具有相对意义。由于

张节理与剪节理是根据其形成的力学条件来区分的，因此，掌握节理的成因分析（见第七章）对于正确区别张节理与剪节理是很重要的。

第二节　断层及其几何要素

断层和节理虽均属断裂构造，但二者又有明显差别。这种差别可反映在其发育规模、位移量大小、伴生和派生构造特征、形成机制、地质意义、研究方法等方面。比如，为了找寻被断失的矿层或矿体，必须研究断层的位移方向，测算断层的位移量；节理则无须测算位移量。再如，断层两盘的运动所出现的一系列现象，如地层重复、缺失和破碎等现象也是节理所没有的；某些规模较大的断层还控制着两侧的沉积作用和构造变动，有时甚至分隔着两个不同的大地构造单元；而节理就不具备这样的意义。

断层的几何要素包括断层的基本组成部分以及与阐明断层空间位置和运动性质有关的具有几何意义的要素。

一、断层面和断层带

相邻两部分岩块沿其滑动的破裂面称断层面。断层面是平面或曲面。地壳上的断层常不是一个单一的断层面，而表现为具有一定宽度的破裂带，这种破裂带称断层带或断裂带。断层带可由一些近于平行的，或互相交织的断层面组合而成；有时，断层带并无明显的断层面，而是由呈带状发育的细小裂隙（节理、劈理、片理）、角砾岩、强烈揉皱带或硅化带、矿化带等反映出来。断层带的宽度自几米至数百米，通常断层规模愈大，形成的断层带愈宽，大型断层带的宽度甚至可达数公里。

二、断　盘

断层面的两侧相对移动的岩块称作断盘。断盘有上、下之分，也有上升盘（又称仰侧）与下降盘（又称俯侧）之分。在断层面直立时，无上、下盘之分，只有上升盘与下降盘之分；但当断层面水平时，则只有上、下盘之分。直立的平移断层，或断层性质不明时，上述两种划分均不适合，只能以方位称之，如断层走向为南北，则可分出东盘与西盘。除水平断层面外，任何断层也均可以方位区别其两侧断盘。

断层面在地面的出露线称为断层线，其水平投影是地质图重要的地质界线之一，其分布规律与第一章阐述的地层露头线相同，同样受“V”字形法则支配。

三、断层擦痕的倾伏与侧伏

擦痕（或擦线）是断层的一个线要素，其空间位置可用倾伏与侧伏表示。为了准确地追索被断层错断的矿层所在位置，需要测量断层擦痕的倾伏和侧伏。在倾斜的断层面上，擦痕的倾伏与侧伏不一致；但当断层面直立时，倾伏与侧伏一致。对于水平移动的断层而言，其倾伏角与侧伏角均等于 0°。

四、断层位移

断层位移是断层两侧岩块相对移动的泛称。断层位移是地质工作中经常遇到并需及时解决的一个复杂问题。由于测算位移量的依据不同，位移名称繁杂，难于统一。目前，依据相当点

测算位移量的名称各家认识比较一致，根据相当层测算位移量的名称则较混乱。

相当点(或撕裂点)系指未断前的一个点在断层移动以后在断裂面两盘上均有其相应位置，即分成为两个点，该两点就是相当点。二相当点必位于断层面上，它们之间的距离，即断层的真位移，称为总滑距。总滑距的分量及再分量也都是真位移的分量，均以“滑距”称之。

同一地层由于断层将其错开而分别在断层两盘的不同位置出现，这就是相当层。依据相当层测算的位移是视位移，均以“断距”称之。视位移不一定反映断层的真正位移方向和距离。下面按不同的测量面列举一些常见的位移名称(图 3-7)。

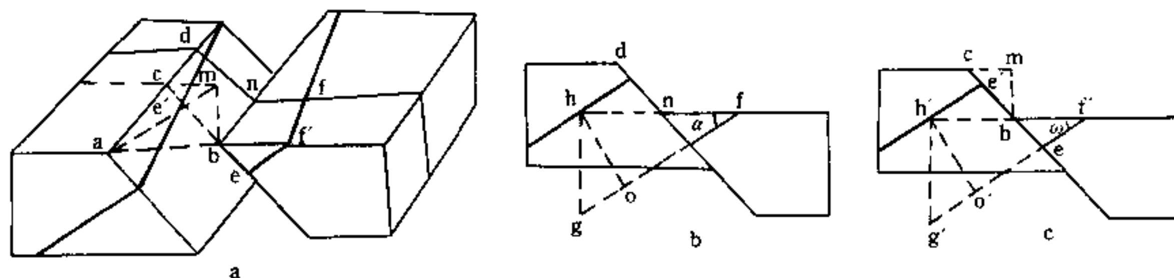


图 3-7　断层滑距和断距

a. 断层位移立体图；b. 垂直于被断地层走向的剖面图；c. 垂直于断层走向的剖面图

ab—总滑距；ac—走向滑距；cb—倾斜滑距；am—水平滑距；ho—地层断距；$h'o'$—地层断距；

$gh=h'g'$—铅直地层断距；hf—水平断距；$h'f'$—水平断距；α—岩层倾角；ω—岩层视倾角

(一) *在断层面上测量者*

1. 总滑距

图 3-7a 中 ab 为总滑距。由 a 至 b 为两盘相对移动的方向，沿此方向常发育有擦痕。在 a、b 二点有相同的识别标志证明它们是相当点的情况下，自 a 点顺着擦痕所反映的上盘移动方向找出 b 点，测量 a、b 二点之间的距离就得出总滑距的数字。总滑距的水平投影称水平滑距(图 3-7a 中 am)。

2. 走向滑距

总滑距在断层面走向线上的分量称走向滑距(图 3-7a 中 ac)。走向滑距与总滑距之间的夹角$\angle cab$ 为总滑距或断层擦痕的侧伏角。

3. 倾斜滑距

总滑距在断层面倾斜线上的分量称倾斜滑距(图 3-7a 中 bc)。

总滑距、走向滑距、倾斜滑距三个真位移构成一直角三角形，当知道总滑距数值及其侧伏角时，就可以计算走向滑距与倾斜滑距。总滑距侧伏角的大小反映断层两盘相对上下运动与水平运动两个分量的大小，侧伏角大于 45°者则倾斜滑距大于走向滑距，表明上下运动分量大于水平运动分量；侧伏角小于 45°者则反之。

(二) *在垂直于被断地层走向的剖面上测量者*

1. 地层断距

断层两侧相当层同一层面间的垂直距离称地层断距(图 3-7b 中 ho)。当断层两盘同一岩层产状近于一致时，地层断距的大小相当于二相当层之间因断层造成的岩层重复或缺失的那一部分地层的厚度。

2. 铅直地层断距

断层两侧相当层同一层面之间的铅直距离(图 3-7b 中 hg)。

3. 水平断距

位于同一高度的断层两侧相当层同一层面之间的水平距离称水平断距，又称水平错开(图 3-7b 中 hf)。在正断层中，水平断距代表断层两侧相当层拉开之水平距离；在逆断层中，水平断距代表断层两侧相当层掩覆的水平距离。

以上三种视位移构成两个直角三角形，如图 3-7b 中 hog 与 hof。$\angle hfo$ 为地层倾角 α，如知道地层倾角 α 及其中一种位移量，便可计算其他两种位移量。在实际找矿、采矿工作中，这三种位移比较重要，也经常使用。

(三) 在垂直于断层走向的剖面上测量者

在垂直于断层走向的剖面上，同样可以测地层断距、铅直地层断距与水平断距(图 3-7c)。由于被断地层走向与断层走向不相平行，因此，除铅直地层断距不随剖面方向的不同而改变以外，地层断距与水平断距均因剖面方向(系被断地层的视倾斜方向)与图 3-7b 剖面方向不同，其所得数值不同。对比图 3-7b 与 c，根据三角关系可以看出 $h'o'>ho$、$h'f'>hf$。

除上述位移名称外，在矿山开采中，为设计竖井和平巷的长度，还常采用两个视位移术语——平错与落差(图 3-8)。此二者均在垂直于断层走向的剖面上测量，自断层真倾斜线上两相当层出露点 x、z 分别作出铅垂线与水平线相交于 y 点，yz 代表断层的平错，xy 代表落差。如已知 xz 与 $\angle\alpha$，则 $yz=xz\cdot\sin\alpha$；$xy=xz\cdot\cos\alpha$。

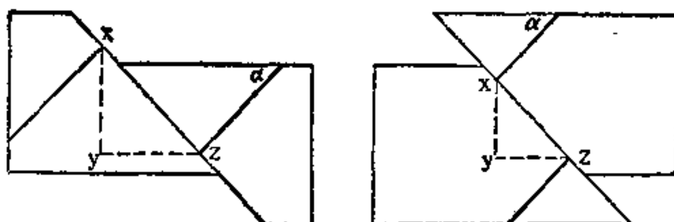


图 3-8 垂直断层走向剖面上断层落差(xy)和平错(yz)

第三节 断层的分类与组合类型

一、断层的分类

常用的断层分类依据有二种：第一种是依据几何关系，即断层面走向与被断地层走向或褶皱枢纽方向的空间方位关系，据此将断层分为走向断层、倾向断层、斜向断层、顺层断层，或纵(向)断层、横(向)断层、斜(向)断层等。在水平褶皱地区，这两种分类的前三者分别对应相当；在倾伏褶皱地区，这两种分类不能混淆。由于断层一般延伸较长，其走向在褶皱一翼与地层走向垂直，而在另一翼则未必垂直，从整体看可称其为横断层，但却不能称其为倾向断层。因此，规模较大的断层一般不采用前一种分类命名。

第二种分类依据是两盘相对移动的性质，据此将断层分为正断层、逆断层、平移断层三种基本类型。

(一) 正断层

这种断层上盘岩块沿断层面相对向下方移动，其产状一般较陡，断层面的倾角多在 45°～90°间。当确证断层上盘岩块下降是由于重力作用和水平拉张作用所造成的，可称为重力断层。

近年来研究发现，一些大型正断层倾角往往有向深部变缓的现象，断面呈凹面向上的犁状形态，称为犁状断层或铲状断层。

（二）逆断层

这种断层上盘沿断层面相对向上移动。它一般是因受到两侧近于水平的挤压应力作用形成的，故多与褶皱构造伴生。倾角大于45°的称为高角度逆断层；倾角小于45°的低角度逆断层，称逆冲断层或逆掩断层。规模巨大且上盘沿波状起伏的低角度断层面作远距离推移（数公里至数十公里）的逆掩断层，称为推覆构造。

（三）平移断层

平移断层两盘基本上沿断层走向作相对水平移动，又称走向滑动断层。根据断层两盘相对滑动方向，平移断层又有右行（右旋）和左行（左旋）之分。当垂直断层走向观察时，对盘向右方滑动（即顺时针方向旋转）者为右行平移断层，反之，对盘向左方滑动（即逆时针方向旋转）者称左行平移断层。

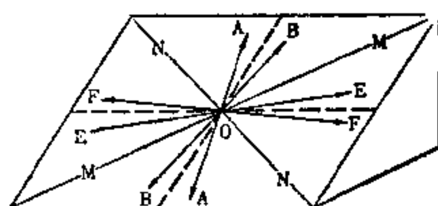


图3-9　根据断层两盘滑动线的侧伏角的断层命名

图中矢量表示上盘的相对动向

由于断层两盘相对移动有时并非单一的沿断层面作上、下或水平移动，而是沿断层面作斜向滑动，即兼具正（或逆）和平移两种性质，为了比较确切地反映断层移动性质，常将正断层、逆断层、平移断层三者结合起来予以命名。

图3-9中断线分别代表断层的走向线与真倾斜线，凡断层擦痕线的侧伏角在80°以上的断层，属正（或逆）断层，如图3-9中 OA 至 OB 范围内的断层；凡侧伏角在10°以下的断层属平移断层，如图3-9中 OE 至 OF 范围内的断层。凡侧伏角在45°～80°之间的断层可称平移-正（或逆）断层，如图3-9中 OB 至 OM 或 OA 至 ON 范围内的断层。凡侧伏角在10°～45°之间的断层可称正（或逆）平移断层，如图3-9中 OE 至 OM 或 OF 至 ON 范围内的断层。

二、断层的组合类型

一个地区的断层往往是成群出现并呈有规则的排列组合。凡同一时期由同一力的作用下形成的断层，不论其产状是否相同，均可组合成为一个断层系　其剖面和平面上的组合型式有以下几种。

（一）阶梯状断层

阶梯状断层是由若干条产状大致相同的正断层平行排列组合而成，在剖面上各个断层的上盘呈阶梯状相继向同一方向依次降落（图3-10）。阶梯状断层一般发育在上升地块的边缘。

阶梯状断层的断盘，常因断层面呈弧形弯曲绕平行断层面走向的水平轴旋转而出现在上盘的边缘（即相邻另一断层的下盘）翘起，形成抬斜断块（图3-10b）。这种抬斜断块在地貌上常表现为平行于断层走向的山脊（单面山）与山谷相间排列的景观。

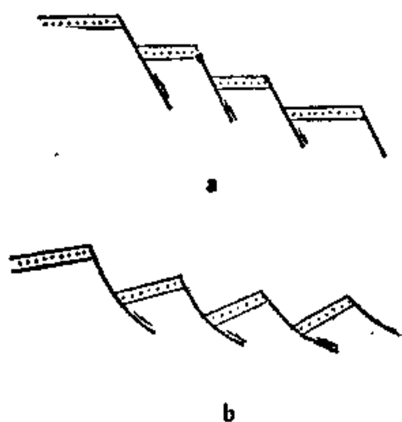


图3-10　阶梯状断层和抬斜断块

（二）地堑与地垒

地堑是由走向大致平行、倾向相反、性质相同的两条(或数条)断层组成的，(图3-11上图)它们中间共有一个下降盘(岩块)；地垒则正好相反，它们中间共有一个上升盘(图3-11下图)。两侧断层一般是正断层，但有时也可以是逆断层。从区域地质研究看，地堑比地垒发育更广泛，地质意义更重要。

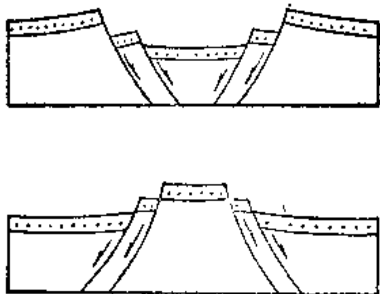


图3-11 地堑和地垒
上图为地堑；下图为地垒

地堑与地垒常发育在褶皱和缓的地区。地堑在地貌上呈狭长的谷地或成串展布的长条形盆地与湖泊，如我国规模较大的汾渭地堑，世界上著名的莱茵地堑、贝加尔湖地堑等。地垒则常呈断块隆起山地。

(三) 环状断层与放射状断层

环状断层是指在平面上一系列弧形或半环状的断层围绕一个中心呈同心环状分布的断层(图3-12a)。放射状断层又称辐射状断层，是指在平面上从一个共同中心呈辐射状排列分布的多个断层组合(图3-12b)。这两种断层系的形成常与上拱作用有关，见于穹隆、火山口及岩株等的边缘部位，断层性质多为陡倾斜正断层。

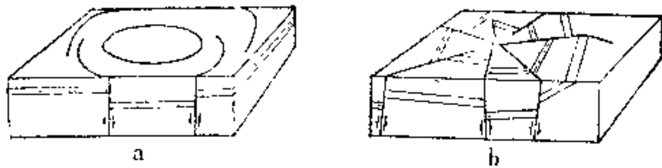


图3-12 环状断层(a)和放射状断层(b)

(四) 叠瓦构造

叠瓦构造是指一系列产状大致相同呈平行排列的逆断层的组合型式，各断层的上盘岩块依次逆冲，在剖面上呈瓦片一样依次叠覆(图3-13)。叠瓦构造中各断层面倾角常向下变缓，在深处有时收敛成一主干大断层。

一般情况下，叠瓦构造中各逆断层发育时间有先后，后发育的逆断层总是顺着构造运移方向，或掩覆于先发育的逆断层的下盘(称前列式或背驮式)，或掩覆于先发育的逆断层的上盘(称后列式或叠掩式)。

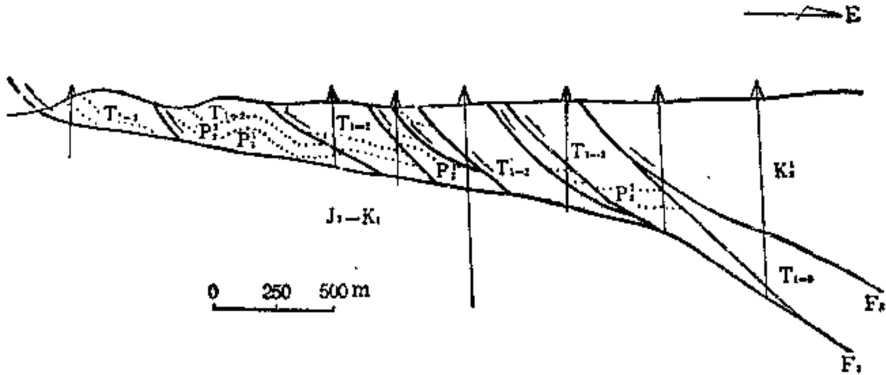


图3-13 江苏茅山南段花山剖面
(据江苏煤田地质勘探公司)

朱志澄等(1990)根据各逆断层产状排列组合及逆冲方位的不同,在叠瓦状逆断层(他称单冲式)之外,还区分出背冲式、对冲式、楔冲式三种逆断层的组合。

与叠瓦构造有关的另一种逆断层组合构造是双重(逆冲)构造,即在叠瓦构造的顶板和底板均存在着更大的冲断层(图 3-14),夹于顶、底板冲断层中的叠瓦状断层岩块称(断)夹块。

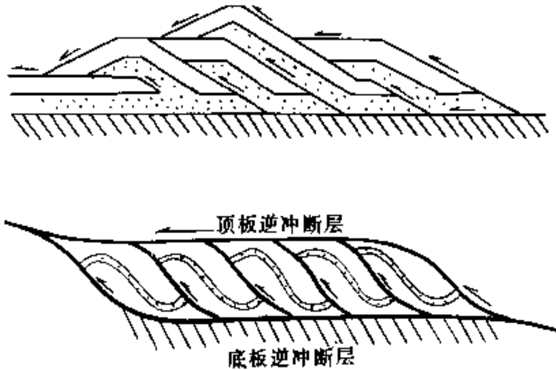


图 3-14 双重构造

(据朱志澄等,1990)

上图夹块中岩层呈膝状弯折,下图夹块呈拉长的背斜向斜状弯曲

第四节 断层的标志及其产状与性质的鉴别

一、判断断层存在的标志及断层两盘相对动向的鉴别

在自然界,大部分断层由于后期遭受剥蚀和覆盖,在地表上暴露得不清楚,认识它们比较困难,因此就出现了一个如何判断断层存在的问题。判断断层存在的标志,主要在地层和构造方面,其次是地貌、水文等方面。

(一) 构造线和地质体的不连续

任何线状或面状的地质体,如地层、矿层、岩脉、岩体、变质岩的相带、不整合面、岩体与围岩接触面、片理、褶皱的枢纽等在平面上和剖面上的突然中断、错开等不再连续现象,说明可能有断层存在(图 3-15)。但需注意,由于岩层的不整合接触、侵入体边界的侵入接触、地层的沉积相变等也能造成地质体界线或岩性的不连续现象,因此,需要对错断部位进行甄别,以判断断层是否真正存在。

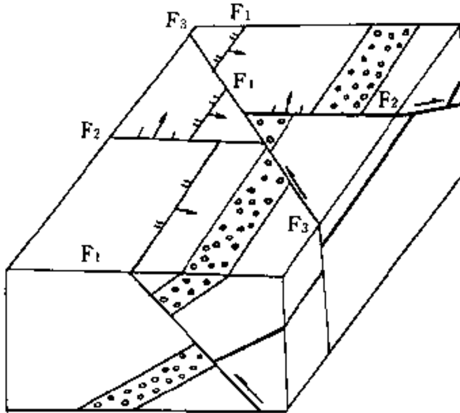


图 3-15 断层引起的构造不连续现象

F_1—走向断层;F_2—倾向断层;F_3—斜向断层

(二) 地层的重复和缺失

地层的正常顺序具有规律性的排列,当有走向正(或逆)断层存在时,常常造成两盘地层的重复或缺失现象。根据地层重复或缺失,并考虑地层产状与断层产状二者的关系,能够鉴别出断层两盘相对的运动情况,从而可以确定断层的正、逆性质(图 3-16 与表 3-1)。如考虑地形因素的影

响，则情况将更复杂。董士龙(1983)曾就此进行过较详细的分析。他根据地层重复、缺失、地层

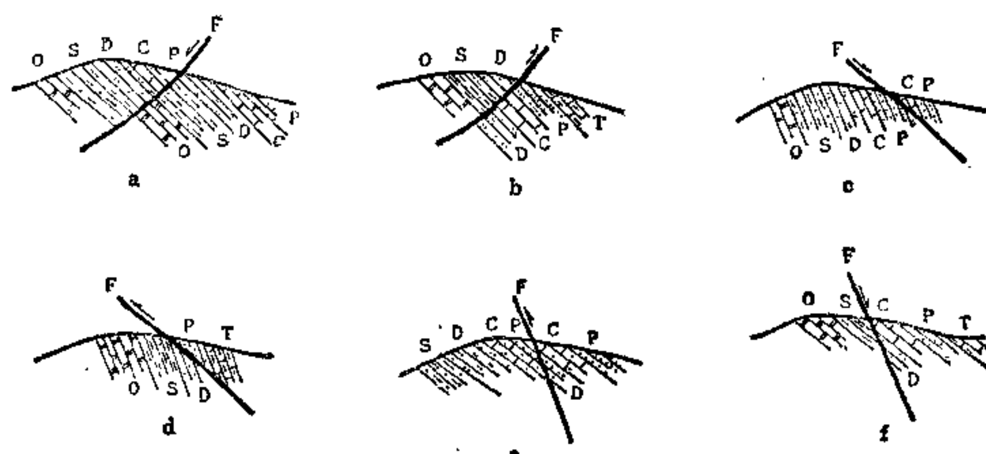


图 3-16　走向正(逆)断层造成的地层重复与缺失的六种剖面

a、c、f 为正断层；b、d、e 为逆断层

产状、断层产状、地形坡向等因素的不同组合列出鉴别断层性质的 24 种情况。但实际工作中以图 3-16 的六种基本情况最为常见。还应指出，断层造成的地层重复和褶皱造成的地层重复是不同的，前者是单向重复，后者是对称重复。断层造成的地层缺失和沉积间断(或假整合、不整合)所造成的地层缺失也不相同，它们各自都有规律可寻，在野外观察中应注意区别。

表 3-1　走向断层造成的地层重复与缺失的六种情况

断层性质	断层倾斜与地层倾斜关系		
	二者倾向相反	二者倾向相同	
		断层倾角小于地层倾角	断层倾角大于地层倾角
正断层	重复(a)	重复(c)	缺失(f)
逆断层	缺失(b)	缺失(d)	重复(e)
断层两盘相对动向	新地层一盘下降	新地层一盘上升	新地层一盘下降

(表中 a、b、c…相当于图 3-16 中的 a、b、c…各图)

(三) 地层产状突然改变

这种突变有两种情况：一种是由于断层的错动而搞乱了地层的原来产状，使得两盘地层产状急变而不一致；另一种是由于断层滑动的牵引，而使地层变陡，一般愈接近断层，地层的倾角变得愈陡，甚至直立或发生倒转。

(四) 断层面(带)的构造特征

1. 擦痕和阶步

擦痕和阶步都是断层两盘岩块相对错动时在断层面上因摩擦和碎屑刻划而留下的痕迹。据此可判断断层的存在及断盘的相对运动方向。擦痕常表现为一组彼此平行而且比较均匀细密的相间排列的脊和槽；有时还可见的擦痕的一端粗而深，另一端细而浅，由粗而深的一端向细而浅的一端的指向为对盘运动方向。在硬而脆的岩石中，有的擦面被摩擦得光滑如镜，称摩擦镜面，其上常覆以数毫米厚的碳质、铁质或钙质薄膜，称动力薄膜，其成分取决于断层两盘岩石。

阶步是指断层面上与擦痕垂直的微小陡坎(图 3-17)，坎高一般由不足一毫米至几毫米，

它是顺擦痕方向局部阻力的差异或因断层间歇性运动的顿挫而形成的。在平行断层运动方向的剖面上其形态特征呈不对称波状，陡坡倾斜方向，指示对盘岩块相对运动方向，这种阶步称正阶步。野外观察和室内模拟试验证实，在某些情况下，会出现与阶步指示两盘岩块相对运动方向相反的阶步，这种阶步的陡坎为断层早期发育的剪切羽列所造成(图 3-17b)，或由晚期伴生发育的雁列张节理面形成(图 3-17c)。

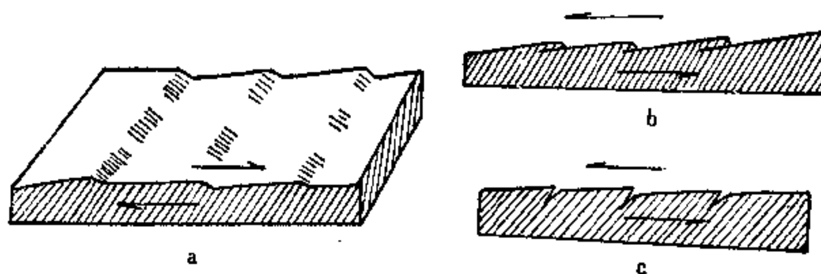


图 3-17　阶步(a)与反阶步(b、c)
箭头指示两盘的动向

在断层滑动面上有时可见纤维状矿物晶体，酷似擦痕。如砂岩断层面上的纤维状石英晶体(图 3-18)；石灰岩断层面上的纤维状方解石晶体(图 3-19)等。它们是在断层发生和发展过程中，两盘逐渐分开时生长的纤维状晶体，其长轴平行于断层位移方向。石英与方解石结晶习性原都不是纤维状的，只是受制于断层运动的结果。这类纤维状晶体称为滑抹晶体。有许多擦痕实质上就是十分细致的滑抹晶体，其垂直断口也可形成陡坎式的"阶步"，故也可以用来判断断层两盘相对动向，断口陡坎面向对盘运动方向(图 3-19)。



图 3-18　砂岩断层面上生长的纤维状石英晶体素描

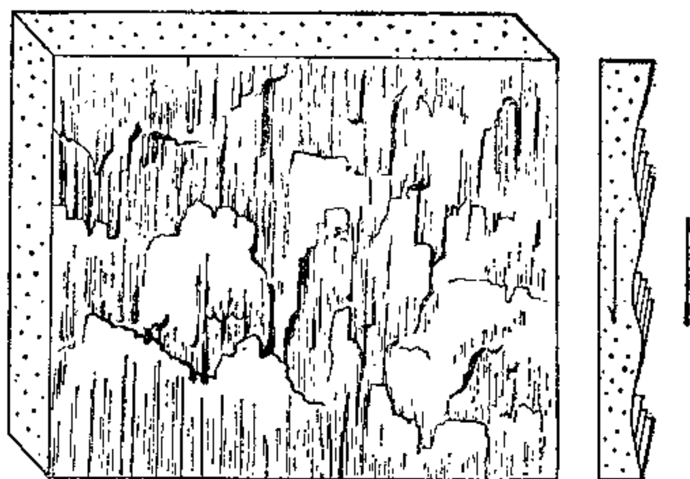


图 3-19　北京西山奥陶系石灰岩断层面上的擦痕和阶步
(李东旭摄，杨光荣素描)
(擦痕和阶步由方解石纤维状晶体构成，陡坎面向对盘滑动方向)

还应指出，断层运动常常是长期多次活动的，即使在同一次活动中，其运动也多具有来回往复的特点，两盘运动很难保持稳定的方位和方向。因面擦痕可有很多组，其方向不一，晚期运动的擦痕常将早期擦痕磨灭或掩覆，因此保留在断层面上的往往以最后一次运动所造成的擦痕为主，它明显地覆盖在早期活动留下来的擦痕之上，在利用擦痕判断断层动向时须加注意。

2. 牵引构造

牵引构造是断层两盘沿断层面作相对滑动时，断层附近的岩层因受断层面摩擦力拖曳而产生的弧形弯曲现象。岩层弧形弯曲突出的方向大体指示本盘的相对动向(图 3-20，3-21)。必需注意，由于岩层牵引弯曲的形状决定于断层面与岩层面交线的方位以及断层的运动方向，因此，除直立岩层在横向平移断层中或水平岩层在正(或逆)断层中所产生的岩层牵引构造可以用来较准确地判断断层的动向外，其他情况则不易准确判断断层动向。



图 3-20 断层带中的牵引褶皱及其指示的两盘滑动方向

断层附近岩层的弯曲现象也可能并非断层运动时拖曳的结果，而是先于断层而产生的褶皱弯曲，在进一步活动中被拉薄以致被拉断而形成断层。

除上述牵引构造外，还有一种逆(或反)牵引构造，这种构造一般发育于水平岩层或缓倾斜岩层中的正断层的下降盘；多以背斜形式出现(图 2-22)，煤盆地和油气盆地中常可见到。根据逆牵引构造，鉴别断层动向正好与上述牵引构造相反，即其弧形弯曲突出方向指示对盘的动向。

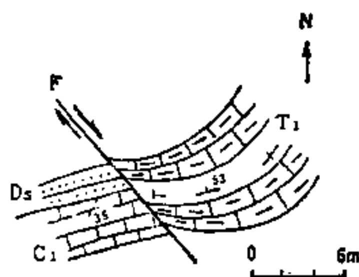


图 3-21 南京汤山平移断层中牵引构造

(英文字母代表地层代号)

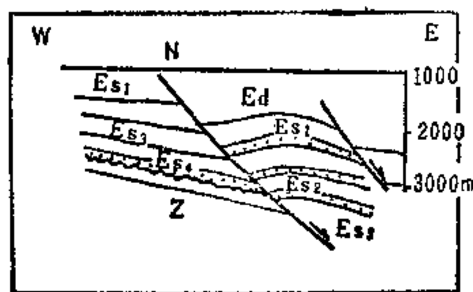


图 3-22 辽河拗陷双台子油田的逆牵引构造

(据石油工业部资料)

Hamblin(1965)在广泛研究美国西部科罗拉多高原的一系列正断层的逆牵引构造后提出成因解释。他认为这是由于这类正断层倾角均有向下变缓的趋势，因而当其上部被拉开出现裂口时，必然产生顺着上盘下降的能力，将断层近旁的上盘岩石拖向裂口填补其空间，使得上盘岩层呈现向上突出的弧形弯曲，形成逆牵引构造(图 3-23)。往深部由于断层倾角变缓，裂口渐小，其逆牵引现象则逐渐不明显。如果地层塑性不大，不能以充分的塑性拖曳使岩层适当向下弯曲，则沿与正断层共轭相交的另一组剪裂面发展成为反向正断层(图 3 23b)以填补裂口造成的空间。这时在剖面上构成“Y”形断层。

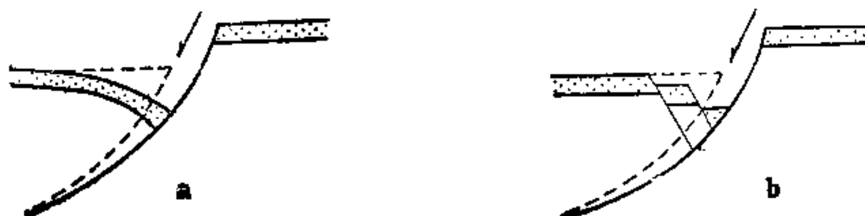


图 3-23 逆牵引构造(a)与反向正断层(b)

(据 Hamblin，1965)

3. 羽状节理和拖褶皱

在断层两盘相对运动过程中，常常在断层的一侧或两侧地层中发育羽状张节理和剪节理。它们的排列与主断层或断层带斜交，往往在断层主动盘一侧发育较好。羽状张节理愈近断层面，其裂缝开口愈大，呈不规则楔形，它们与断层的锐交角指示断层本盘的相对动向（图3-24）。羽状剪节理发育情况较复杂，将在本书第七章第七节中作具体分析。

以上派生节理在正（或逆）断层及平移断层中均有发育。

拖褶皱指由断层两盘相对运动派生的褶皱，常见于大型平移断层的一侧，其轴面与断层呈小角度相交（一般小于45°），其锐交角指示断层对盘动向。苏皖间宁芜地区的方山-小丹阳北北东向隐伏逆-平移断层，其北西侧发育有该断层派生的北东向拖褶皱——凤凰山背斜与云台山背斜，根据它们与主断层走向之锐交角（25°），指出主断层东南盘自南西向北东滑动，表明主断层为左行平移断层（图3-25）。

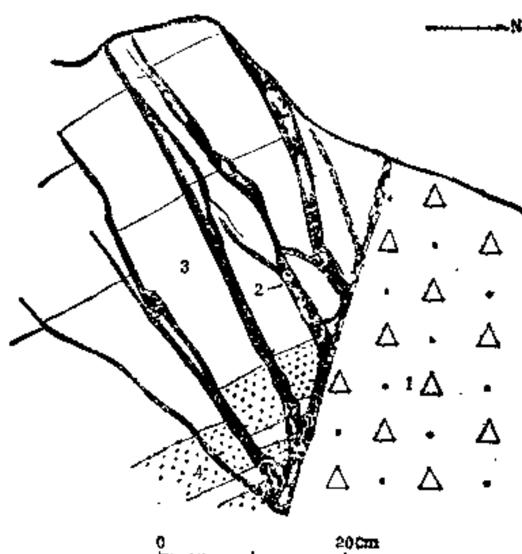


图3-24　河南济源正断层旁侧的羽状张节理
（据徐开礼、朱志澄等，1984）
1—硅化断层角砾岩；2—方解石脉；3—灰岩；4—泥灰岩
（注意方解石充填的羽状张节理与断层所交锐角指示南盘下降）

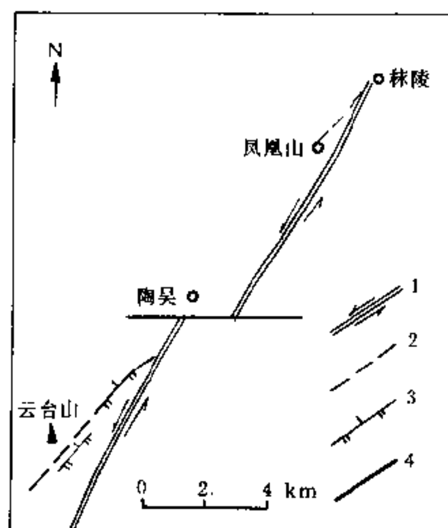


图3-25　宁芜方山-小丹阳平移断层
（中段）及其派生的拖褶皱
∠γ—25°；1—主断层；2—拖褶皱；
3—逆断层；4—右行平移断层

4. 构造透镜体

断层带中常发育有规模不等，并呈一定方向排列的透镜状岩块，称为构造透镜体（图3-26、3-27）。部分构造透镜体是由于断层形成时的挤压作用产生的共轭剪节理把岩石切割成菱形岩块再进一步挤压研磨而成（图3-26）。透镜体表面常因岩块间的相互挤压滑动而在表面留下擦痕。根据透镜体长轴方向可以判断断层两盘相对动向（图3-27）。

（五）断层岩

断层岩是断层带中因断层动力作用被搓碎、研磨，有时伴有重结晶作用而形成的一种岩石。根据其研磨破碎的程度，以及重结晶作用（变质程度）所反映的结构、构造特征，可将断层岩分为以下几类。

1. 断层角砾岩

由断层两盘的岩石碎块组成。角砾内部无矿物成分和结构的变化，仍保持着原岩的特点；

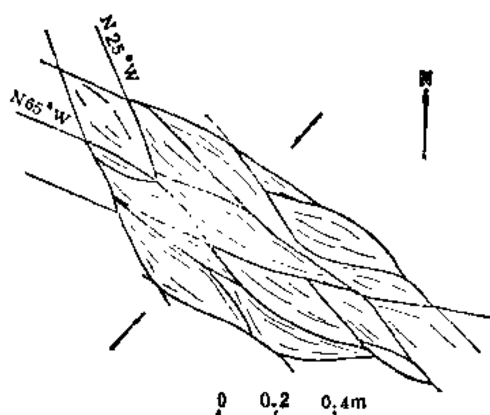


图 3-26 南京小九华山断层带中构造透镜体平面素描

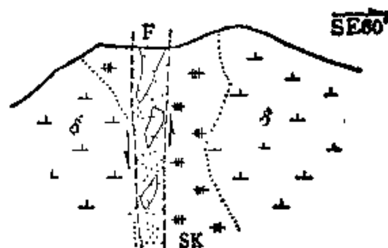


图 3-27 南京伏牛山挤压断层带中的构造透镜体

F-断层带,宽约 1m;SK-矽卡岩;δ—闪长岩

角砾间由磨碎的岩屑、岩粉以及外源物质(如地下水循环带来的铁质、钙质、硅质等)充填和胶结,其胶结程度可有较大差别。断层角砾岩出现在各类断层带中。角砾形状极不规则,大小不一,棱角明显,杂乱散布,无定向排列,呈典型的角砾结构(图 3-28);但在规模较大的逆断层、平移断层和低角度的正断层中,由于断层带上覆压力较大,断层位移也较大,角砾岩经受挤压、揉搓、碾滚而使其棱角磨损,常可具有不同程度的圆化现象,形成貌似沉积砾岩的断层磨砾岩(图 3-29)。

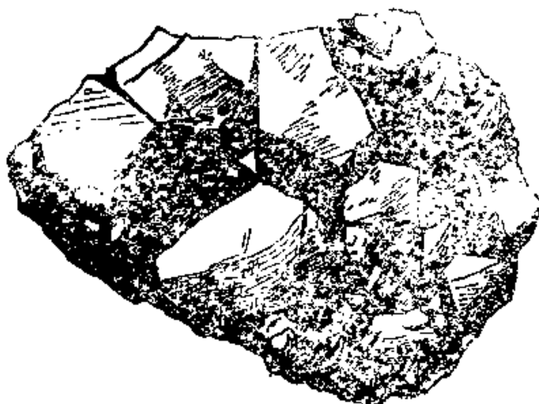


图 3-28 苏州泥盆系砂岩中张裂角砾岩

(据孙岩、韩克从)

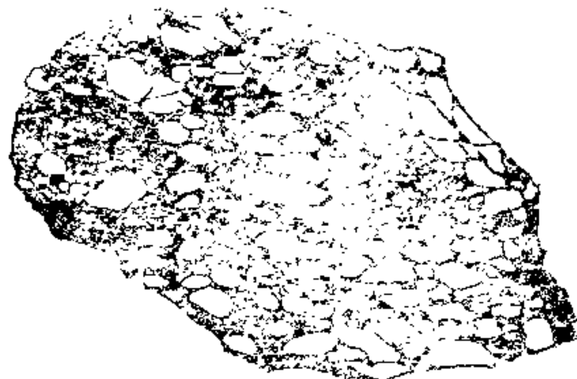


图 3-29 苏州一逆掩断层中压碎角砾岩

(据孙岩、韩克从)

2. 碎裂岩

碎裂岩是由断层碾搓、研磨得更细的断层岩,它与断层角砾岩的区别在于破碎程度较高,碎块较小,岩石呈压碎结构。碎裂岩中若残留有较大的矿物颗粒或原岩碎块,则称碎斑岩,并呈碎斑结构,碎斑内常见有裂纹(图 3-30)。若岩石主要由小于 0.02mm 之碎粉组成,则称碎粉岩或断层泥。

碎裂岩常见于逆断层与平移断层中。

3. 糜棱岩类和构造片岩

糜棱岩类和构造片岩不出现在脆性破裂构造的断层中,它是韧性剪切带(韧性断层)中的典型断层岩。其构造特征、成因和形成条件等将在第八章中阐述。

（六）地貌和水文等标志

1. 断层崖和断层三角面

由于正断层两盘的相对滑动，特别是在差异性升降变动中，常在地貌上形成陡立的峭壁，称为断层崖。大型断层崖在卫片、航片上可有明显的显示，形成线性构造的地貌景观（图 3-31）。

如果沿断层线由于差异性的侵蚀作用，经剥蚀而形成的陡坡或悬崖，称断层线崖。这种崖是由于断层某一侧岩石较软弱，另一侧岩石坚硬，经差异性的侵蚀作用所致，其崖壁不代表原来的断层面。

当断层崖形成以后又遭与崖面垂直的水流侵蚀、切割而形成沿断层走向分布的一系列三角形陡崖，该三角形陡崖称断层三角面（图 3-32）。

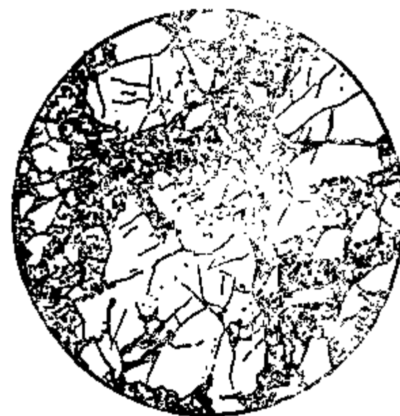


图 3-30 江西定南花岗岩断裂带中碎斑岩显微照片素描
（正交×30，据孙岩、韩克从）
石英斑晶已碎裂

2. 山脊错断和水系改向

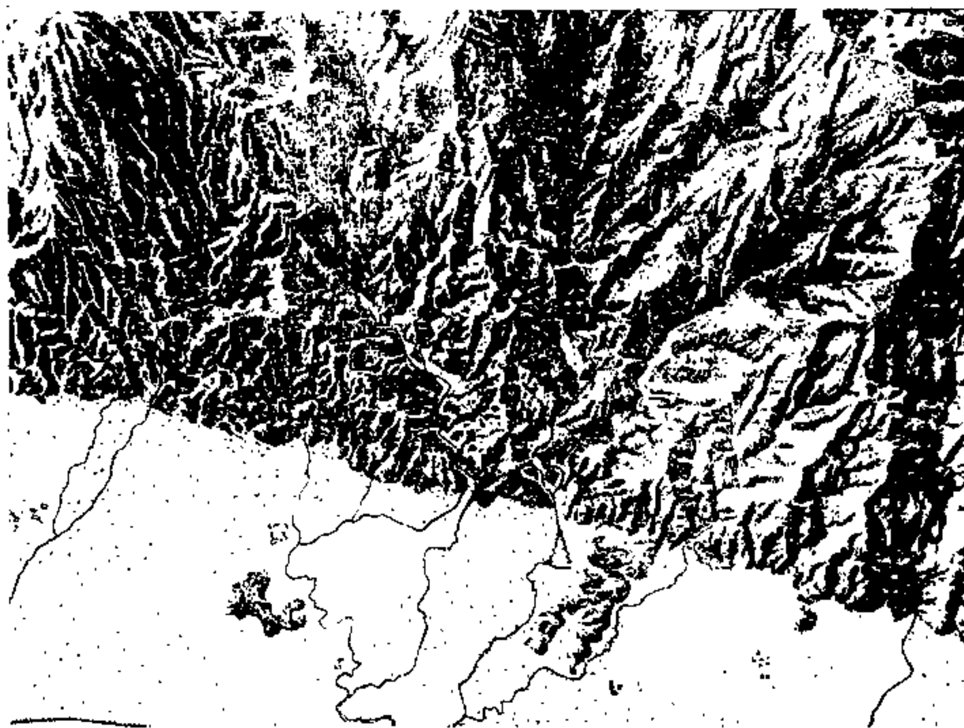


图 3-31 断层造成的地貌景观
（航空照片，断层是山区与平原的界面）

山脊错断往往与断层两盘的相对位移相关。断层的存在常常控制和影响水系的发育，并可引起河流流向遇断层而急剧改向，甚至发生河谷错断现象。

3. 串珠状湖泊洼地和带状分布的泉水

4. 岩体的线状分布与矿化作用

断层破碎带往往成为岩浆作用和矿液活动的通道与停积场所，因此呈线状分布的小型侵入体或硅化带、矿化带，常可反映断层的存在。硅化带因其岩性坚硬较难风化而形成地貌上突

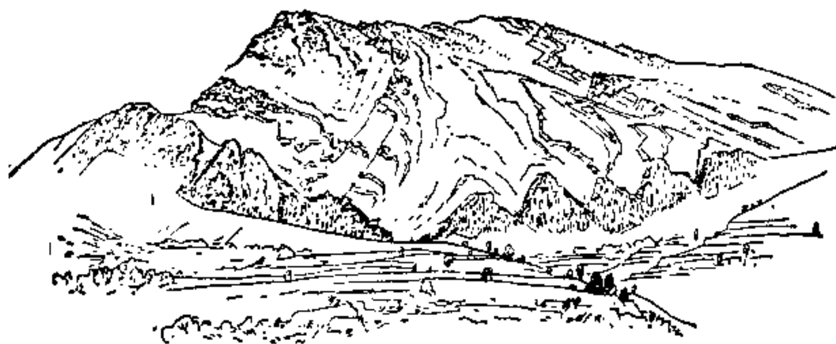


图 3-32　河南偃师五佛山断层形成的断层三角面
(据马杏垣等,1981)

出的脊形高地,而矿化带则以其特有的颜色标志区别于两侧的岩石,因而野外易于发现。

以上各类标志中,有些是多解的,因而野外观察断层需综合运用和分析。

二、断层效应

断层效应主要指断层产生后,地层位移在平面与剖面上的各种表现。断层效应是由断层产状、断层的真位移、被断地层的产状及剖面位置等四个主要因素及其不同的组合情况所决定的。对其复杂性应有足够的认识,才会对断层性质作出正确的判断。同一条断层往往切过产状不同的地层,在不同产状的地层为相当层或在不同剖面上进行观察和测算时,其位移方向和距离各不相同。例如,图 3-33 表示的断层性质为横向平移断层,在平面上,根据相当层的错开关系确定为平移断层,断距为 EG;但在剖面 A 上,根据相当层的错开关系,表明断层性质属正断层;在背斜的另一翼剖面 B 上观察,该断层则为逆断层。下面具体分析几种断层的主要效应:

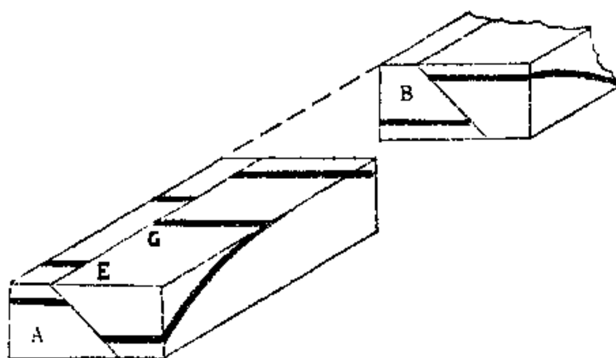


图 3-33　在褶皱两翼切断背斜的横向平移断层
(据 Gill,1935)

(一) 走向断层

(1) 沿断层面倾斜线滑动的走向断层,如图 3-34,总滑距 ab 等于倾斜滑距。在垂直于断层走向的剖面上观察的视位移与真位移一致,但在剥蚀以后的平面上却显示出比断层实际拉开距离(即总滑距的水平投影)为大的水平断距。地层倾角愈缓,这种视位移的水平距离也愈大。

(2) 沿断层走向滑动的走向断层,不论真位移距离多少,也不论在平面上或剖面上观察,均无视位移,没有位移效应。

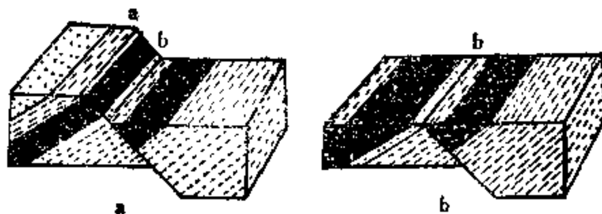


图 3-34　走向断层效应图示
(据 Billings,1972)
a—剥蚀以前;b—剥蚀以后;图中 ab—总滑距

(二) 倾向断层

(1) 沿断层走向平移的倾向断层,如图 3-35,总滑距 ab 等于走向滑距。平面上根据相当层测得之视位移等于真位移。但剥蚀以后在垂直于断层走向的剖面上,则显示不出其平移特点,而造成逆断层性质的假象,且其视位移随地层倾角

增大而增大。

(2) 沿断层面倾斜线滑动的倾向断层(正断层或逆断层),如图 3-36 为正断层,其总滑距 ab 即倾斜滑距;在垂直于断层走向的剖面上,根据相当层测得之视位移 cd 与真位移 ab 一致,应为正断层;但在剥蚀以后的平面上观察,则显示了沿断层走向的视位移,且随着地层倾角的减小而视位移增大。因此,在平面上观察,该断层很容易被误认为是平移断层。

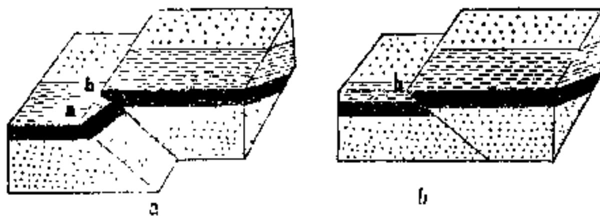


图 3-35 倾向断层效应图示(一)
(据 Billings,1972)
a—剥蚀以前;b—剥蚀以后;图中 ab 总滑距;

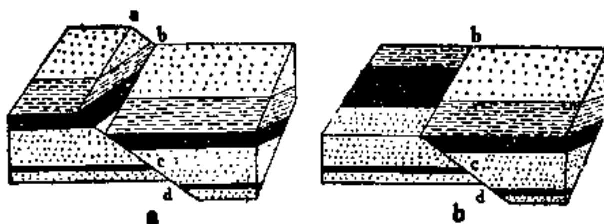


图 3-36 倾向断层效应图示(二)
(据 Billings,1972)
a—剥蚀以前;b—剥蚀以后;图中 ab 总滑距;

若沿断层倾斜线滑动的倾向断层切过轴面直立的对称背斜时,在剥蚀以后,上述平面上的断层效应同时表现在背斜的两翼,造成两翼相当层之间的水平距离在下降盘变小,在上升盘变大(图 3-37a～d);切过向斜时则反之(图 3-37a′～d′)。若断层切过的背斜和向斜属不对称褶皱时,其效应与上述相同,只是两翼拉开或靠拢的距离不等(图 3-38)。

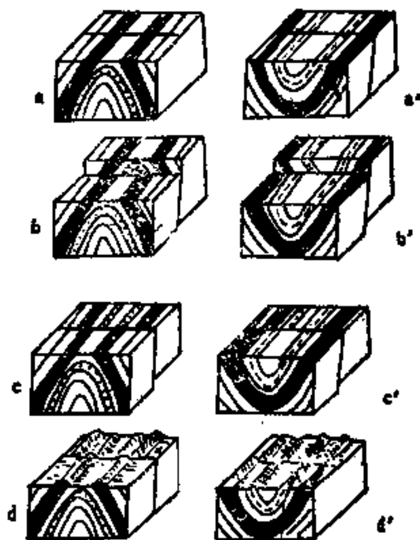


图 3-37 直立褶皱被横断层切割时的效应
a～d—背斜核部在上升盘一侧变宽
a′～d′—向斜核部在下降盘一侧变宽

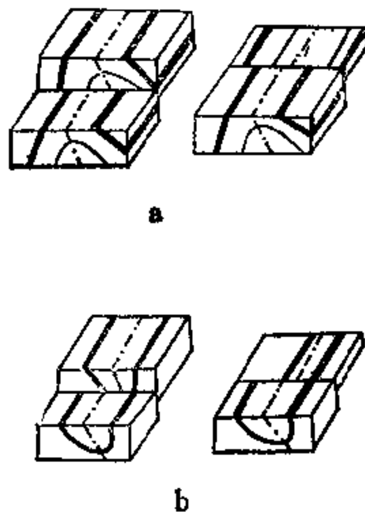


图 3-38 斜歪褶皱被横断层切割时的效应
a—背斜;b—向斜

(3)斜滑动的倾向断层,如图 3-39 的断层,其总滑距是斜向的,既有走向滑距分量,又有倾斜滑距分量;但当剥蚀以后所出现的视位移量,不论在平面上或垂直于断层走向的剖面上,均不等于其真位移量;在断层的位移方向上也有变化,在平面上表现的视位移方向与真位移正好

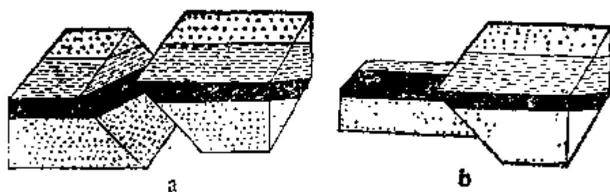


图 3-39 倾向断层效应图示(三)
(据 Billings,1972)
a—剥蚀以前;b—剥蚀以后

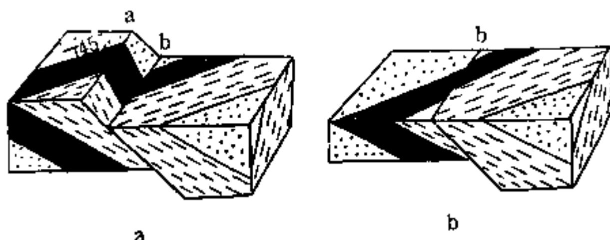


图 3-40 斜向断层效应图示
(据 Billings,1972)
a—剥蚀以前;b—剥蚀以后;图中 ab—总滑距;

相反,但在剖面上表现的视位移则与真位移方向一致。

(三) 斜向断层

斜向断层兼有走向断层和倾向断层的双重效应,图 3-40 是倾斜滑动的斜向断层效应图示,读者可自行举一反三进行分析。

(四) 顺层断层

顺层断层沿平行于地层层面滑动,故不论平面上或剖面上都没有任何地层被错开的效应,犹如没有发生断层一样。

从以上断层效应分析中可以看出,只在一个剖面上或平面上观察断层,是不全面的。一定要考虑到三维空间的立体形象,多方面观察断层的各种标志并结合断层效应进行分析,才有可能准确鉴别断层的性质。

三、断层活动时代的确定

确定断层的活动时代主要利用断层与不整合面的关系进行。对于一次构造运动形成的断层,它会切穿一套较老的地层并终止于某一个不整合面上,而不切穿不整合上部较新地层。这种断层的活动时间必然在这套较老地层中的最新地层之后,在其上覆的一套较新地层中的最老地层之前。它同不整合面及其代表的构造运动时间是一致的。

如果断层切割的一套地层之上,未见区域性不整合覆盖的较新地层时,那么应利用别的方法和标志来确定断层的活动时代。比如利用断层的相互切割关系和断层与侵入岩体的关系来确定其活动时期。如果断层切割岩体、岩脉或矿体时,则说明断层是在岩体或矿体形成之后形成的。如果有岩体、岩脉或矿脉充填在断层中,则说明断层的活动时代早于岩体、岩脉或矿体的形成时代。然后,再利用放射性同位素法测定岩体的年龄,就可确定断层的活动时代。

对现代活动断层时代的判别,由于其发生时代距今不远,常常保留了较好的地貌特征,因此可借助于地貌学和第四纪地质学有关沉积与构造活动的标志来确定。

对长期活动断层的发育时代问题,主要根据断层两侧地层的对比予以确定。长期活动断层一般规模都较大,,并控制着两侧的沉积特征。一般在断层下降盘一侧,地层沉积连续完整,厚度较大;在断层上升盘一侧,地层剖面不完整,厚度也较小。

第五节 大型断裂简述

大型断裂是地壳常见的一种构造,其延伸数十至数百公里甚至上千公里,发育的深度可达下地壳甚至延续至上地幔。本节简要介绍裂谷、生长断层、走滑断层、推覆构造等的基本特征。

一、裂　谷

裂谷一词首先是由 J. W. Gregory 于 1894 年在研究东非裂谷时提出的。按照板块构造理论的概念，裂谷是岩石圈板块作背离水平运动或地幔隆起时地壳中发育的断陷谷，它在地貌景观上表现为对称或不对称的中央深坳的谷地。裂谷可以发育在大陆上，如东非裂谷；也可发育在两大陆之间，称陆间裂谷，如红海-亚丁湾裂谷；在洋底的裂谷称大洋裂谷，如大西洋中脊的裂谷。这三类裂谷正好相当于裂谷自早期至晚期的不同发展阶段。三类裂谷特征不尽相同，但皆属地壳或岩石圈的拉伸作用的产物。裂谷是洋壳孕育和生长的地带。

大陆裂谷代表裂谷发育的早期阶段。这种裂谷内部构造为一系列高角度正断层为主的阶梯状断层所组成的复杂大型地堑系。地貌上裂谷分布着断陷盆地及串珠状湖泊和洼地。裂谷带中常沉积有一套巨厚(可近几千米)的陆相粗碎屑岩系，并伴有蒸发岩、火山岩。裂谷带内部一般显示负布格重力异常和负磁力异常，或负异常带背景上的局部正异常，两侧边部为明显的重磁梯度带。大陆裂谷又是近代火山带、浅源地震带和高热流带。Le Pichon(1973)还认为，裂谷带下地壳明显变薄，地幔物质升高，玄武岩层下普遍存在着波速较低的壳幔物质混合组成的熔岩裂谷垫。世界上除最著名的东非裂谷带外，尚有贝加尔湖裂谷、莱茵裂谷和我国的汾渭裂谷等。

二、生长断层

生长断层系指断层作用和沉积作用同时发育的一种断层。它多发育在沉积盆地的边缘，随着断层活动，盆地不断沉降接受沉积，故又称同沉积断层。这种断层的主要特征如下(图 3-41)。

(1) 一般为走向正断层，断层规模以大中型为主，主要发育于大中型沉积盆地边缘，盆地内部也会有次级生长断层发育。

(2) 下降盘的地层厚度大于上升盘，同一地层在下降盘与上升盘的厚度比值称断层的生长指数，其大小反映断层活动的强弱。

(3) 生长断层的断距随深度而增大，地层时代愈老、断距愈大。在图 3-41 中自第 8 层向下至第 2 层，断层的断距就逐渐增大。断层两盘地层的厚度差就是生长断层在该地层形成时期的断距。

(4) 生长断层的上盘常出现逆牵引构造(高塑性岩层时)，或反向断层(脆性岩层时)。它们与油气藏有密切关系，逆牵引形成的背斜常构成良好的储油构造。由于断层起着遮挡作用，若盆地沉积中有良好的生油层，油气就可运移并储集在背斜顶部而形成有工业价值的油、气藏。

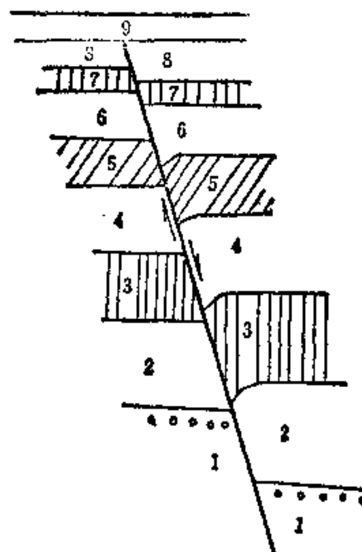


图 3-41　生长断层

(5) 生长断层一般具有较长期发展的历史，根据第四节中对长期活动断层时间的确定方法，可知图 3-41 中 2 至 8 层的形成时代就是该生长断层活动的时代。

三、走向滑动断层

走向滑动断层简称走滑断层。它是指平行于断裂带走向发生相对滑动的大型平移断层而

言。它们的延伸长度都在几百公里甚至数千公里；其相对滑动距离可达几十公里至几百公里。发育时期也很长，有的可延续到现今仍在活动。如著名的北美洲西部圣安德列斯走滑断层，它沿北北西向延伸约1000km，右行平移的距离达500km，从白垩纪开始到现在仍在活动，形成了北美西部的一条地震活动带。



图3-42 澳大利亚澳北区巨人礁切断花岗岩体的右行平移断层
(据Walpole)
(线条示前寒武系岩石构造线方向)

走向滑动断层的走向线在地壳上呈直线形的延伸，产状陡峻甚至直立，切割深度较大。在这种断层两盘派生一系列雁列状的次级褶皱和断层；沿断层带两侧的地层、岩相带或侵入体等呈有规律的错移(图3-42)，在地表多形成强烈的构造破碎带，由于断层长期活动和受局部变形环境改变的影响，有些部位还发育了糜棱岩化带。世界上著名的走滑断层除圣安德列斯断层外，还有英国大格林断层及新西兰阿尔卑斯断层等，我国的郯庐断裂也是曾一度表现为走滑性质的断层。

四、推覆构造

推覆构造是指一种倾角平缓、规模较大作远距离推移的复杂逆掩断层。这种构造多出现在地壳强烈活动的地区，如欧洲阿尔卑斯山区的格拉鲁斯推覆构造(图3-43上图)，其上盘推移距离达40km。四川彭县地区(图3-43下图)以及河南嵩山、西藏喜马拉雅山和苏浙皖地区均发育有推覆构造。

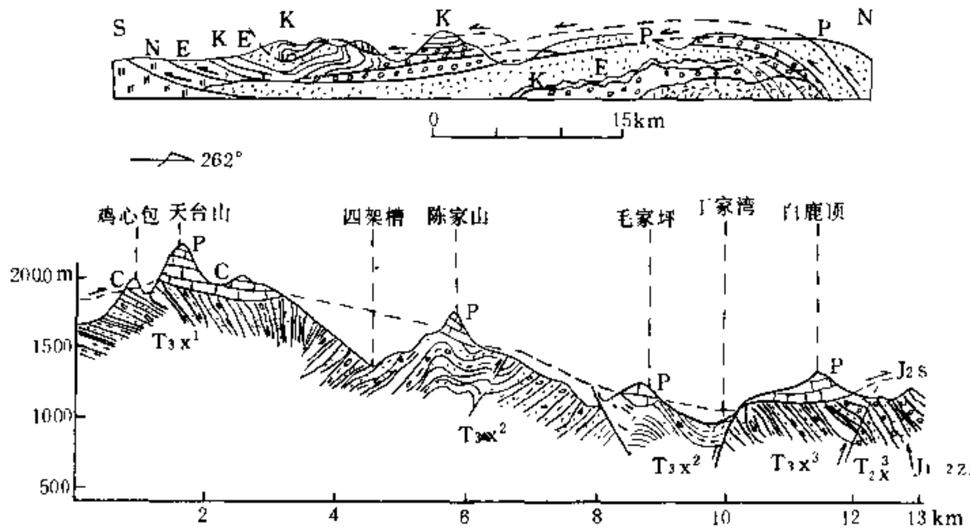


图3-43 推覆构造
上图—阿尔卑斯格拉鲁斯推覆构造(据J. Oberholzer)
下图—四川彭县推覆构造(据四川区测二队)
(注意石炭系和二叠系推覆于三叠系和侏罗系之上)

这种构造通常表现为较老岩层被推覆到较新岩层之上，其根部为倾角较大之逆断层(图

3-43 上图右端)。断层面以上的岩块系自远处推移而来,称外来岩块(又称外来系统,即推覆体);断层面以下岩块相对未遭移动,称原地岩块(又称原地系统);由于后来的剥蚀作用,常将部分外来岩块剥蚀掉形成局部露出的原地岩块,称为构造窗;反之,如果剥蚀强烈,外来岩块被大片剥蚀,只在大片被剥露出来的原地岩块上残留小片弧零零的外来岩块,称飞来峰(图 3-43 下图的天台山、陈家山、毛家坪、白鹿顶)。推覆构造的断距一般较难准确计算,粗略估算是以最前端的前锋或飞来峰和最后端的构造窗之间的距离为其最小的推覆距离。

主要参考文献(3)

1. 邓起东、钟嘉猷、马宗晋,1966,剪切破裂带的特征及其形成条件,地质科学(3)。
2. 邓锡秧、徐杰,1982,初论断层擦痕和阶步的运用,南京大学学报(自然科学)(1)。
3. 董士尤,1983,走向断层性质的判断及其实用意义,浙江大学学报(1)。
4. 黄钟瑾、沈修志、孙岩,1984,苏皖浙交界逆掩-推覆构造及构造分带性的成因研究,南京大学学报(自然科学)(2)。
5. 李四光,1973,地质力学概论,科学出版社。
6. 马宗晋、邓起东,1965,节理力学性质的判别及其分期、配套的初步研究,构造地质问题,科学出版社。
7. 孙岩、韩克从,1979,断裂构造岩的分类命名,南京大学学报,(自然科学)(2)。
8. 朱志澄、宋鸿林主编,1990,构造地质学,中国地质大学出版社。
9. 徐开礼、朱志澄主编,1984,构造地质学,地质出版社。
10. 张文佑、叶洪、钟嘉猷,1978,断块与板块,中国科学(2)。
11. 张文佑、钟嘉猷,1977,中国断裂构造体系的发展,地质科学(3)。
12. 张治洮,1980,构造岩研究概述,地质科学院院报西安地质研究所分号,一卷一号。
13. Sitter, L. U. ,1956,构造地质学,张文佑译(1964),科学出版社。
14. Spencer,E. W. ,1977,地球构造导论,朱志澄等译(1981),地质出版社。
15. Billings M. P. ,1972,Structural geology ,3nd. ed,Prenticehall,New York.

第四章　岩石变形分析的力学基础

第一节　应力概念

一、外力、内力和应力

对于一个物体来说，另一个物体施于它的力就是外力。物体之间的作用力是相互的，当外力作用在这个物体上时，它的反作用力则作用在另外一个物体上，对另外一个物体来说，这些力同样是外力。

一般地说，作用在物体上的外力可分为两种，一种是通过接触面传递的面力，例如桌子和地面之间的力就是通过桌腿的底面传递的，它作用在接触面上的每个质点上；另一种叫体力，它是物体内每个质点都受到作用的一种力，但相互作用的物体并不一定互相接触，有时相隔一定的距离，物体之间的引力和斥力就属体力，如桌子受到的重力就不通过接触进行传递。

内力是指同一物体内部各部分之间的相互作用力。物体即使不受外力作用，其内部也存在着内力，即质点之间的相互作用力，它使各质点处于一定的平衡位置，并使物体保持一定的形态。

外力的作用使物体内部质点间的平衡状态发生改变，质点间的相互作用力也随之改变。这种内力的改变量称为附加内力，它使物体抵抗变形，并力图恢复其原状。随着外力的增加，物体的这种抵抗能力也随之增加。材料力学中通常所说的内力就是指这种附加内力而言。

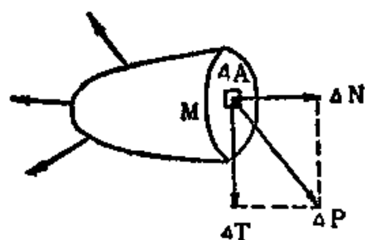


图 4-　截面微分面积上的内力

内力和外力是一个相对的概念，对某一范围说，其内部各部分之间的相互作用力是内力，但当研究的范围变小，只考虑其中某一部分时，这种内力就变为外力了。

形状不规则的均质物体在一定的外力作用下，首先是沿截面积最小处发生破坏。这是由于内力的强度与截面积有关。单位面积的内力（即内力的强度）称为应力。图 4-1 中取包含截面上一点 M 的微分面积 ΔA，在此微分面积上内力的合力为 ΔP，$\Delta P/\Delta A$ 就是截面上单位面积的附加内力，即 M 点的应力，以 F 表之：

$$F=\frac{\Delta P}{\Delta A} \tag{4-1}$$

在内力非均匀分布时，可取其极限求之：

$$F=\lim_{\Delta A\to 0}\frac{\Delta P}{\Delta A}=\frac{\mathrm{d}P}{\mathrm{d}A} \tag{4-2}$$

合力 ΔP 的法向分量 ΔN 称为正应力(σ)，也称垂直应力或直应力，地质学中以正值($\sigma>0$)表示挤压力，以负值($\sigma<0$)表示拉张力；ΔP 的切向分量 ΔT 称为剪（切）应力(τ)，当其有使物体反时钟转动的趋势时取正值，有顺时针转动趋势时取负值。

为了分析物体内某一点的应力状态，可以设想有一个平衡力系作用于一个代表该点的无限小立方体上(图4-2)，其三个边分别平行于直角坐标系的三根轴 X、Y、Z，作用于每个面上应力 F 均可分解为三个分量：一个正应力和一个剪应力，剪应力又可分解为分别平行于两个坐标方向的两个分量。这样，在立方体各面上合计有九个分量：

σ_x　τ_{xy}　τ_{xz}(位于与 X 轴垂直的平面上)

σ_y　τ_{yx}　τ_{yz}(位于与 Y 轴垂直的平面上)

σ_z　τ_{zx}　τ_{zy}(位于与 Z 轴垂直的平面上)

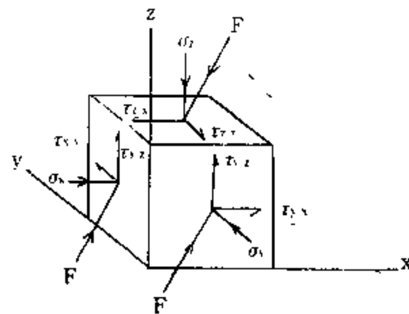


图 4-2　挤压力 F 所产生的作用在一个无限小立方体表面上的应力分量
(据 R. G. Park, 1983)

(上述各应力的下标的第一个字母表示与应力作用面的法线平行的坐标轴，第二个字母表示与应力分量平行的坐标轴，因此上式左行也可分别记为 σ_{xx}、σ_{yy}、σ_{zz})。考虑到立方体绕 X、Y、Z 轴的力矩平衡，即没有旋转，必须要求 $\tau_{xy}=\tau_{yx}$，$\tau_{yz}=\tau_{zy}$，$\tau_{xz}=\tau_{zx}$，这样，只须标定六个分量就可以确定该点的应力状态了。

常用的应力单位及其换算关系列于表 4-1。

表 4-1　**常用应力单位换算**

名　称	巴 (bar)	千巴 (kbar)	帕斯卡 (Pa)	兆帕 (MPa)	吉帕 (GPa)	千克/厘米^2 (kg/cm^2)	磅/英寸^2 (lb/in^2)
巴(bar)	1.0	10^{-3}	10^{5}	10^{-1}	10^{-4}	1.0917	14.503
千巴(kbar)	10^{3}	1.0	10^{8}	10^{2}	10^{-1}	1.0917×10^{3}	14.503×10^{3}
帕斯卡(Pa)	10^{-5}	10^{-8}	1.0	10^{-6}	10^{-9}	1.0917×10^{-5}	14.503×10^{-5}
兆帕(MPa)	10	10^{-2}	10^{6}	1.0	10^{-3}	1.0917×10	14.503×10
吉帕(GPa)	10^{4}	10	10^{9}	10^{3}	1.0	1.0917×10^{4}	14.503×10^{4}
千克/厘米^2 (kg/cm^2)	0.9807	0.9807×10^{-3}	0.9807×10^{5}	0.9807×10^{-1}	0.9807×10^{-4}	1.0	14.223
磅/英寸^2 (lb/in^2)	6.895×10^{-2}	6.895×10^{-5}	6.895×10^{4}	6.895×10^{-3}	6.895×10^{-6}	7.031×10^{-2}	1.0

△表用法举例：1GPa $=10^3$MPa $=10^9$Pa $=10$kbar $=10^4$bar $=1.0197\times10^4$kg/cm^2，余类推。

二、主应力、主应力面与主应力轴

图 4-2 是任意取向的单元体。弹性力学证明，当物体受力处于平衡状态下，通过物体内任意点，总可以取到这样的单元体，即在其相互垂直的三个面上除了正应力不等于零外，其余剪应力均为零。这三个正应力就称为主应力，主应力作用的三个相互垂直的面称主应力面或主平面，主应力作用方向线称主应力轴，即主应力面的法线(图 4-3)。

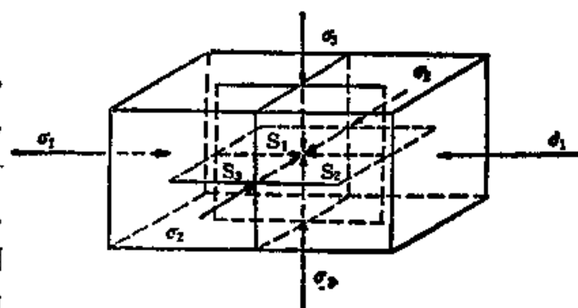


图 4-3　作用于单元体的三个主应力 (σ_1、σ_2、σ_3) 及主应力面 (S_1、S_2、S_3)

三个主应力一般不相等，有最大主应力(σ_1)、中间主应力(σ_2)、最小主应力(σ_3)之分，最大主应力与最小主应力之差($\sigma_1-\sigma_3$)称应力差或差(异)应力。

若一个主应力不等于零，另二个主应力等于零，为单轴应力状态；$\sigma_1\neq0$ 者为单轴挤压，σ_3

$\neq 0$ 者为单轴拉伸。

若二个主应力不等于零，另一个主应力等于零，为双轴应力状态；其中 $\sigma_2=0$ 则为平面应力状态。

若三个主应力相等，即 $\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3\neq 0$，称均压，即静水压力，岩石处于这种状态下可称静岩压力，地质上以此来描述深埋地下的岩石纯粹由于上覆岩石重量所引起的应力状态，以 ρgh 表之，其中 ρ 为岩石的平均密度(在上地壳硅铝圈中，取其值为 $2.7\times10^3 kg/m^3$)，g 为重力加速度(9.8)，据此可以算出给定深度下岩石的均压。均压只能引起物体的体积改变而不会改变物体的形状。所谓平均应力 $\bar{\sigma}$ 是指在 $\sigma_1\neq\sigma_2\neq\sigma_3\neq 0$ 的情况下的三者平均值：$(\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3)/3$，这样，沿三个主应力轴就可有三个偏离平均应力的应力分量，称偏应力 σ'，三个偏应力分别为：$\sigma_1'=\sigma_1-\bar{\sigma}$，$\sigma_2'=\sigma_2-\bar{\sigma}$，$\sigma_3'=\sigma_3-\bar{\sigma}$。

第二节 应力状态分析

一、单轴应力状态分析

设作用于物体的外力为 P(图 4-4a)，在截面 mk 的内力 P_α 与左段平衡，即 $P_\alpha=P$，垂直于作用力的截面 mk 上的主应力 σ_1 为(图 4-4b)：

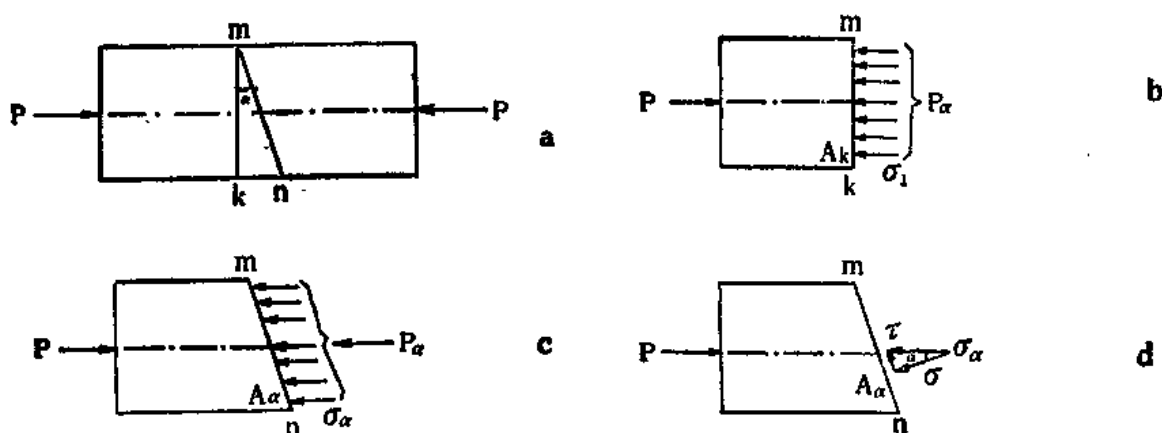


图 4-4 单轴应力状态

$$\sigma_1=\frac{P_\alpha}{A_k}$$

式中的 A_k 为 mk 的面积。截面 mn 与主平面 mk 的交角为 α，截面 mn 的合应力 σ_α(图 4-4d)为

$$\sigma_\alpha=\frac{P_\alpha}{A_\alpha}$$

式中 A_α 为 mn 的面积。设 σ 为合应力 σ_α 的正应力分量，τ 为剪应力分量，它们与主应力 σ_1 的关系可由下列运算求证

由于
$$\sigma_\alpha=\frac{P_\alpha}{A_\alpha}=\frac{P_\alpha}{A_k}\cos\alpha=\sigma_1\cos\alpha$$

所以
$$\sigma=\sigma_\alpha\cos\alpha=\sigma_1\cos^2\alpha=\frac{\sigma_1}{2}(1+\cos2\alpha) \tag{4-3}$$

又
$$\tau=\sigma_\alpha\sin\alpha=\sigma_1\cos\alpha\sin\alpha$$

所以 $$\tau=\frac{\sigma_1}{2}\sin 2\alpha \tag{4-4}$$

(4-3)和(4-4)式就是在单向压缩情况下，弹性均匀变形时，正应力 σ、剪应力 τ 和主应力 σ_1 的关系式，并具有以下特点：

(1) 上述公式适用于挤压和拉伸，只是在张应力情况下为负号。

(2) 由公式(4-3)看出，当 $\alpha=0°$时，$\cos 2\alpha=1$，则 $\sigma=\sigma_1$；当 α 介于 0°至 90°之间，$-1<\cos 2\alpha<1$，则 $\sigma<\sigma_1$。所以在与挤压方向垂直的截面上正应力最大，与拉伸方向垂直的截面上正应力最小。

(3) 由公式(4-4)看出，当 $\alpha=0°$时，$\sin 2\alpha=0$，则 $\tau=0$，即与挤压或拉伸方向垂直的截面上无剪应力；当 $\alpha=45°$时，$\sin 2\alpha=1$，则 $\tau=\frac{1}{2}\sigma_1$，当 α 大于或小于 45°，$\sin 2\alpha<1$。所以，在与挤压或拉伸方向呈 45°交角的截面上剪应力最大。这种截面称为最大剪切面。

(4) 由上述两式不难看出，当 $\alpha=90°$时，$\sigma=0$，$\tau=0$，亦即在平行于作用力的截面上既无正应力，也无剪应力。

为了综合表述任意方向截面上正应力和剪应力的大小及其与主应力的关系，可将(4-3)式两边移项平方及(4-4)式两边平方，而后再相加，得

$$\sigma-\frac{\sigma_1}{2}=\frac{\sigma_1}{2}\cos 2\alpha$$

$$(\sigma-\frac{\sigma_1}{2})^2=(\frac{\sigma_1}{2})^2\cos^2 2\alpha$$

$$\tau^2=(\frac{\sigma_1}{2})^2\sin^2 2\alpha$$

$$(\sigma-\frac{\sigma_1}{2})^2+\tau^2=(\frac{\sigma_1}{2})^2\cos^2 2\alpha+(\frac{\sigma_1}{2})^2\sin^2 2\alpha=(\frac{\sigma_1}{2})(\cos^2 2\alpha+\sin^2 2\alpha)$$

$$(\sigma-\frac{\sigma_1}{2})^2+\tau^2=(\frac{\sigma_1}{2})^2 \tag{4-5}$$

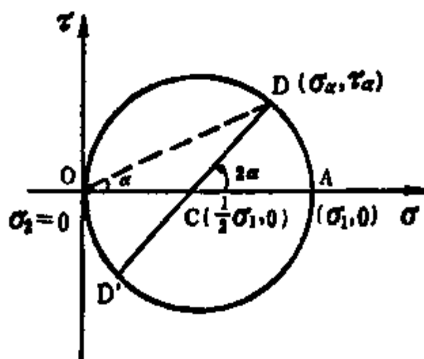


图 4-5 单轴莫尔应力圆

(4-5)式为直角坐标中圆的方程式，其圆心坐标为($\frac{1}{2}\sigma_1$,0)，半径为$\frac{1}{2}\sigma_1$(图 4-5)，该圆称莫尔应力圆，简称莫尔圆或应力圆。

需注意的是，图上的坐标是应力分量，在这个圆上的任何一点的坐标值(σ_α,τ_α)代表作用在某个截面上的应力分量。α 角是截面法线与 σ_1 的交角，垂直于 σ_1 的截面，$\alpha=0$，以圆上 A 点表之，其上正应力为 σ_1，剪应力为零。在 $\alpha\neq 0$ 的其他任意斜截面上的正应力与剪应力可由所在应力圆上相应各点的坐标给出。随着 α 角增加，截面上的应力分量沿着圆周按同一方向从 A 点转向 O 点。当 $\alpha=90°$时，$\sigma_\alpha=0$，$\tau_\alpha=0$，就是圆上的 O 点。在物体内经过一点可作无穷多个截面，每一个截面上的应力分量都对应于圆上的一个点，也就是说这个圆代表了物体内一点的应力状态。因此，应力圆是表示点应力状态的最有效的图示。

应力圆有下列一些性质：

(1) 应力圆代表物体内一点的应力状态，通过该点的任一斜截面上的应力分量 σ_α 和 τ_α 由

应力圆上的一个对应点代表。在物体内，截面逆时针旋转 α 角，则在应力圆上也按同一方向旋转，只不过圆心角为 2α。

（2）两个相互垂直的截面上的应力分量对应于应力圆直径的两个端点。例如图 4-6 中与 cd 截面相垂直的截面，它的外法线方向 m 与 σ_1 的夹角为 $90°+\alpha$。从(4-3)和(4-4)式可得：

$$\sigma_\beta=\frac{1}{2}\sigma_1+\frac{1}{2}\sigma_1\cos2(90°+\alpha)=\frac{1}{2}\sigma_1+\frac{1}{2}\sigma_1\cos(180°+2\alpha)=\frac{1}{2}\sigma_1(1-\cos2\alpha) \quad (4\text{-}6)$$

$$\tau_\beta=\frac{1}{2}\sigma_1\sin2(90°+\alpha)=\frac{1}{2}\sigma_1\sin(180°+2\alpha)=-\frac{1}{2}\sigma_1\sin2\alpha \quad (4\text{-}7)$$

显然由(4-3)与(4-4)式可知

$$\sigma_\alpha=\frac{1}{2}\sigma_1(1+\cos2\alpha) \quad (4\text{-}8)$$

$$\tau_\alpha=\frac{1}{2}\sigma_1\sin2\alpha \quad (4\text{-}9)$$

比较(4-7)和(4-9)二式可得

$$\tau_\alpha=-\tau_\beta \quad (4\text{-}10)$$

这个性质表明经过同一点的两个相互垂直的面上的剪应力，总是大小相等，符号相反的。这一规律被称为剪应力互等定理或剪应力成对定理。

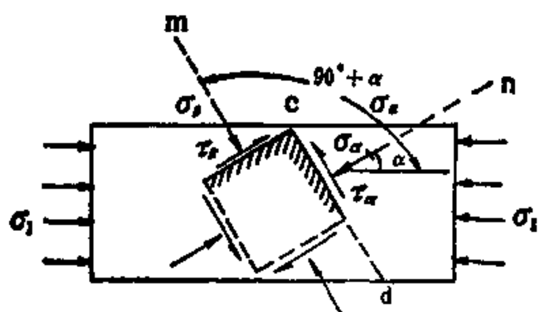


图 4-6 相互垂直截面上的应力分布

从应力圆(图 4-5)上看，图 4-6 中 cd 截面上的应力分量由 D 代表，从 cd 截面逆时针旋转 90°的截面上应力分量由应力圆上逆时针旋转圆心角 180°的 D' 点代表。D 与 D' 是直径的两端，由此也可得(4-10)式。另外将(4-8)和(4-6)两式相加得

$$\sigma_\alpha+\sigma_\beta=\sigma_1 \quad (4\text{-}11)$$

这表明两个互相垂直截面上的正应力之和等于常数(不随 α 值改变)。

（3）相差 180°的两个截面上的应力，对应于圆上同一点，应力分量完全相同，仅作用方向相反(图 4-6)。

（4）从应力圆上可看出 τ_α 的最大值就是圆的半径，等于 $\frac{1}{2}\sigma_1$。它作用在法线与主应力 σ_1 成±45°的截面上，而且两个最大剪应力作用面相互垂直，称(一对)共轭剪面。

（5）从应力圆上可以看出最大和最小正应力分别在 A 点和 O 点，在对应于 A、O 两点的截面上剪应力均等于零。

二、双轴应力状态的二维分析

只考虑平面上的主应力问题，不牵涉与该平面垂直的方向上的应力分布，这就是二维应力问题。上面分析的单轴应力是应力分析问题中最简单的形式。下面将分析平面应力问题。

当单元体同时受到两个相互垂直的正应力 σ_1 与 σ_2 作用时(即 $\sigma_1>\sigma_2,\sigma_3=0$)，该物体即处于双轴应力状态中(图 4-7a)。现求解任意截面 mn 上的应力。为演算方便起见，采用力的叠加原理(即运用应力叠加法)求解，而不用平衡方程法求解。这样就可利用在单轴应力状态已求得的公式，分别求出作用于截面上的应力，然后相加求得。

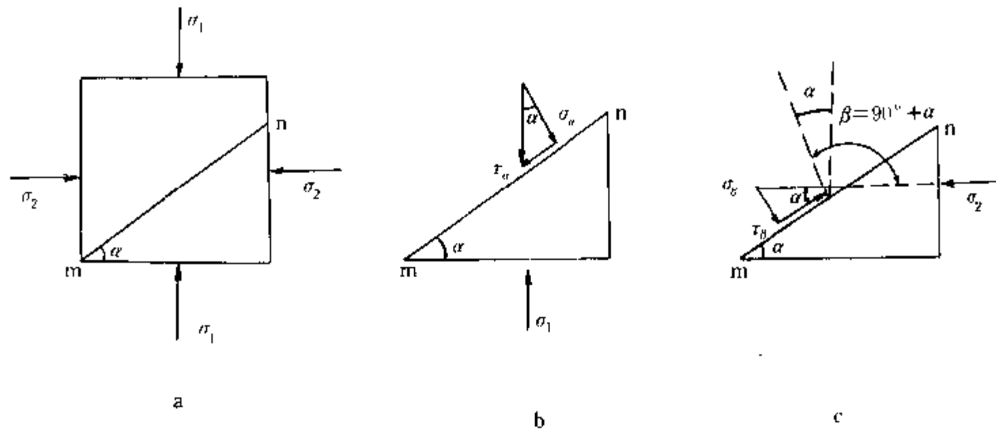


图 4-7　双轴应力状态应力叠加法分析图解

首先，单元体在应力 σ_1 的作用下(图 4-7b)，截面 mn 上的正应力 σ_α 和剪应力 τ_α 可按公式(4-3)和(4-4)求得

$$\sigma_\alpha=\frac{\sigma_1}{2}(1+\cos2\alpha)$$

$$\tau_\alpha=\frac{\sigma_1}{2}\sin2\alpha$$

其次，该单元体又受到应力 σ_2 的作用，并 σ_2 与截面 mn 法线的交角为 $\beta=90°+\alpha$(图 4-7c)，截面 mn 上的正应力 σ_β 和剪应力 τ_β 也可由公式(4-6)和(4-7)给出。叠加后截面 mn 上的正应力为：$\sigma=\sigma_\alpha+\sigma_\beta$，即(4-8)式加(4-6)式：

$$\sigma=\frac{\sigma_1}{2}(1+\cos2\alpha)+\frac{\sigma_2}{2}(1-\cos2\alpha)=\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2}+\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\cos2\alpha \tag{4-12}$$

叠加后截面 mn 上的剪应力为：$\tau=\tau_\alpha+\tau_\beta$，即(4-9)式加(4-7)式：

$$\tau=\frac{\sigma_1}{2}\sin2\alpha-\frac{\sigma_2}{2}\sin2\alpha=\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\sin2\alpha \tag{4-13}$$

(4-12)和(4-13)式两边移项平方后相加得：

$$(\sigma-\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2})^2=(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2})\cos^2 2\alpha$$

$$\tau^2=(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\sin2\alpha)^2=(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2})^2\sin^2 2\alpha$$

$$(\sigma-\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2})^2+\tau^2=(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2})^2(\cos^2 2\alpha+\sin^2 2\alpha)$$

$$(\sigma-\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2})^2+\tau^2=(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2})^2 \tag{4-14}$$

(4-14)式是一个圆方程，表示圆心在($\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2}$,0)，半径为$\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}$的一个应力圆(图 4-8)。在 σ 轴上按比例取 $OA=\sigma_1$，$OB=\sigma_2$，以 $C(OC=\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2})$为圆心即可作出双轴应力圆。不难看出，单轴应力状态($OB=\sigma_2=0$，B 点与 0 点重合)是以 AO 为直径的双轴应力状态的一种特例。

假设单元体某一截面的法线与主应力 σ_1 的交角为 α，在应力圆上自 A 点取圆心角 $ACD=2\alpha$，则圆上的 D 点的坐标 OE 和 DE 分别等于截面上的正应力 σ_α 和剪应力 τ_α，即(4-12)和(4-13)两式所表示的 σ 和 τ 的数值。读者可自行求证。

由上可知，物体或岩石在双轴应力状态下，过其内一点与 σ_1、σ_2 平面垂直的任意截面上的正应力和剪应力值与两个相互垂直的主应力的大小和性质有关，也与这个截面和主平面的交角有关。双轴应力圆有如下特征：

（1）从图 4-8 可见，A 点的正应力最大（即 σ_1），B 点的正应力最小（即 σ_2），两点所代表的截面上均无剪应力；其他各点所代表的截面上既有正应力，又有剪应力，正应力的值在 σ_1 与 σ_2 之间。

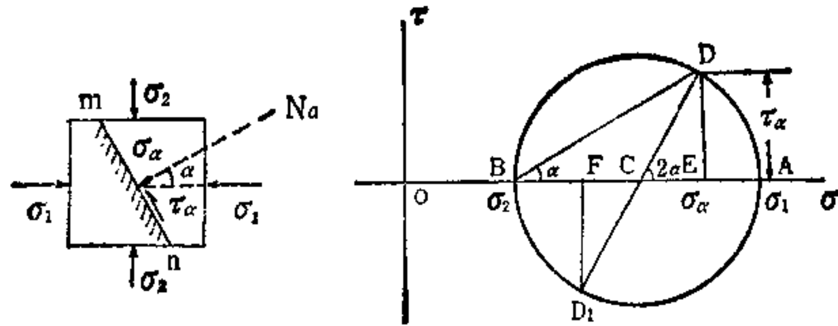


图 4-8　双轴应力圆

（2）最大剪应力是在与主应力成 45°和 135°的两个截面上，也就是平分两个主应力方向的两个截面上，其大小等于$\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}$（即主应力差值之半），但符号相反。

（3）当主应力 σ_1 和 σ_2 大小相等而性质不同，即符号相反时，其应力圆是一个圆心在坐标原点，半径为 σ_1 的圆。在与 σ_1 方向呈±45°的截面上，剪应力 $\tau=\sigma_1$，但正应力 $\sigma=0$。这种应力状态在材料力学中称作纯剪应力状态（图 4-9）。

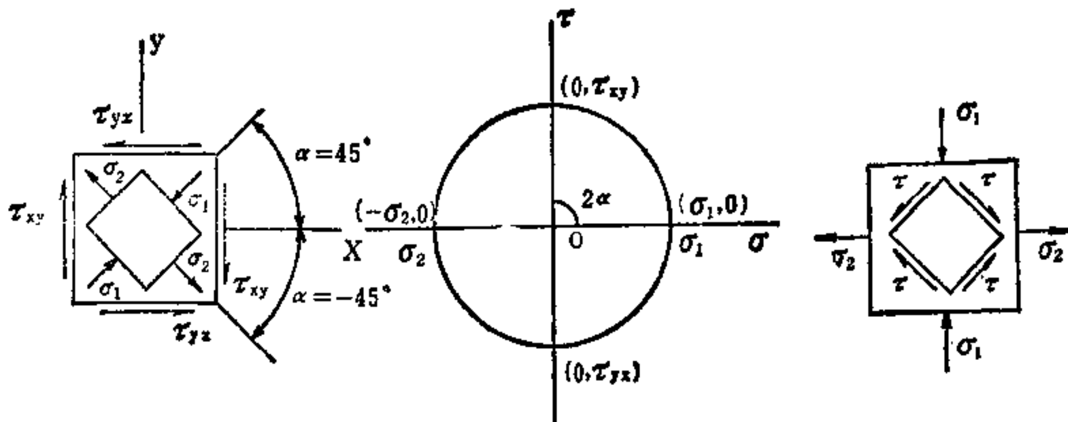


图 4-9　纯剪应力状态单元体的主应力和应力圆图解

图 4-10 表示出各种可能的二维分析的应力图，该图直观地表示了双轴应力大小与性质。

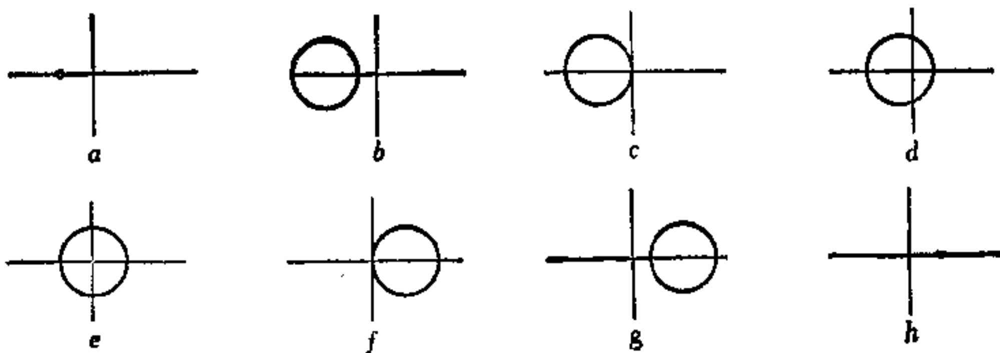


图 4-10　代表各种可能的二维应力圆

（据 Means，1976）

a—静水拉伸；b——般拉伸；c—单轴拉伸；d—拉伸压缩；e—纯剪应力；f—单轴压缩；g——般压缩；h—静水压缩

对于三轴应力状态，也可进行二维分析，虽然，$\sigma_3 \neq 0$，但假定其在受力过程中某方向主应力没有改变。构造地质学研究中常常是这样把立体问题作为平面问题来处理的。

三、应力状态的三维分析

应力状态的三维分析可应用于双轴应力状态。例如在双轴应力状态下 σ_3 虽为零，但却仍是数学上的一个"量"。因此，可以画出不同于二维分析中的应力圆(图 4-11α)。

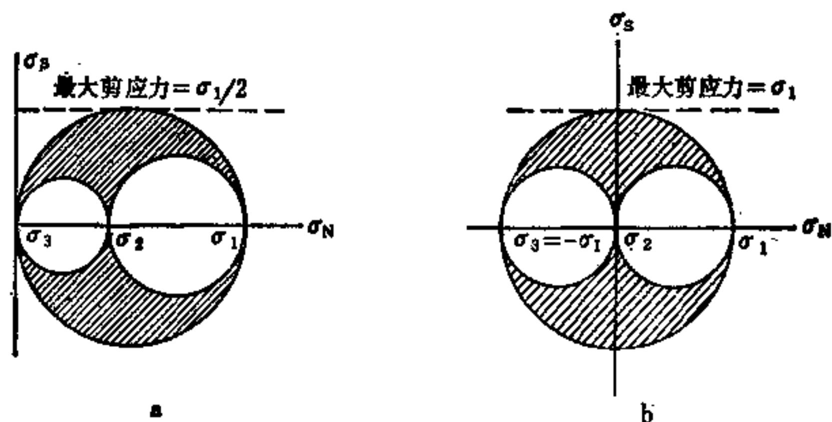


图 4-11　双轴挤压应力圆(a)与纯剪应力圆(b)

下面简略介绍三轴应力状态三维分析的应力圆概念。

为了便于分析，在处于三轴应力状态的物体中，可以找出一种特殊方位的单元体(图 4-12)。这种单元体的表面上只有主应力作用。当 $\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$ 时，包含任一主应力轴的各截面上正应力和剪应力与相应主应力的关系，可以据上述双轴应力状态的分析，从(4-12)和(4-13)二式分别求出。

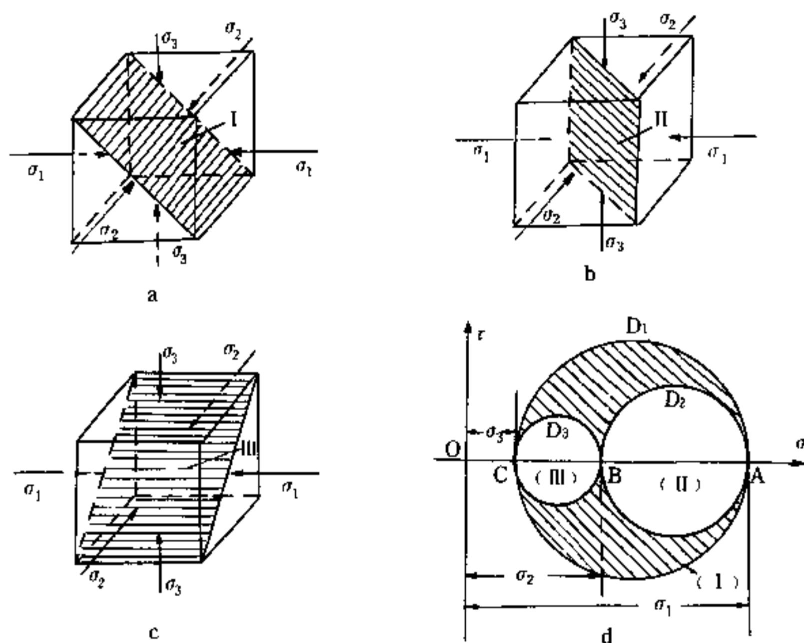


图 4-12　三轴应力状态单元体的主应力和应力圆

在与主应力 σ_2 轴平行的多个截面的应力，例如图 4-12 的 I (图 4-12a)面仅与 σ_1、σ_3 所决

定的应力圆(Ⅰ)上的一点 D(图 4-12d)相对应,该点的坐标就是此截面上的应力。当截面与 σ_1、σ_3 成 45°时,其正应力和剪应力为:

$$\sigma_{1-3}=\frac{\sigma_1+\sigma_3}{2}+\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\cos 2\alpha=\frac{\sigma_1+\sigma_3}{2}+\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\cos 90°=\frac{\sigma_1+\sigma_3}{2}$$

$$\tau_{1-3}=\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\sin 2\alpha=\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}\sin 90°=\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}$$

同理,可求出与 σ_1、σ_3 平行的各截面上的应力(图 4-12b、c 及 d 图上圆Ⅱ与圆Ⅲ上的点)。与三个主应力皆不平行的其他任意截面上的应力则对应于图 4-12d 中阴影域中的点,其确定方法较繁,在构造地质学的一般研究中很少进行这样的分析。

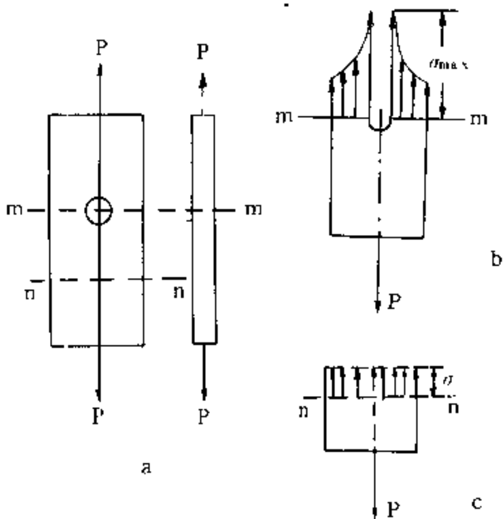


图 4-13 材料圆孔附近的应力集中现象

四、应力集中

受力物体内的应力分布状况不仅随外力的性质、大小和方向以及截面方位的不同而变,而且还同物体本身的结构有关。材料力学研究表明,如果物体内部存在空洞、微裂隙或截面方位发生急剧改变时,则会造成应力的局部剧增,这种现象称应力集中,受力物体往往在应力集中处首先开始破坏。

材料力学研究中,通常以应力集中系数 σ_k 表示应力集中的程度。图 4-13 例举材料内一圆孔附近的应力集中现象,其最大应力 σ_{max} 与该方向上的主应力 σ(或平均主应力)之比为 σ_k(即 $\sigma_k=\sigma_{max}/\sigma$)。地质上常以光弹模拟实验[1]形象地反映应力集中现象。

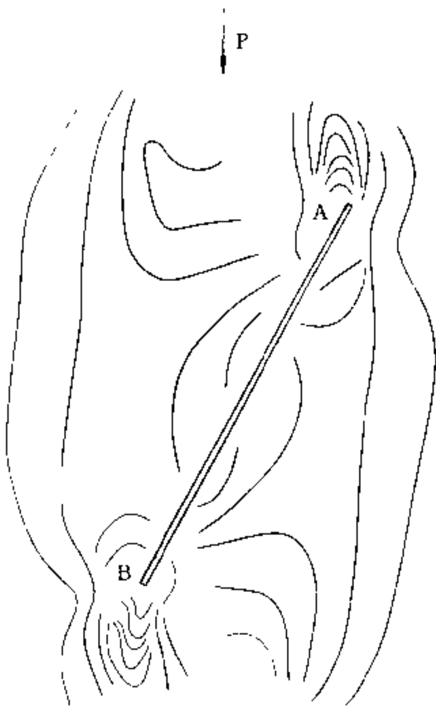


图 4-14 单向压力下断裂端点应力集中现象的光弹实验

(据孙岩等,1981)

P—作用力;AB—微断裂

(曲线为等差干涉条纹,条纹密集部位表示应力集中区)

地壳中的岩石并非完整无缺的,在外力作用下,其内部某些部位极易产生应力集中现象,岩块内部若有早期的裂隙和断裂存在,受力后,就会在裂隙的端点(图 4-14)、断裂的端点、拐点、尖灭点、交汇点、分叉点或弧形转折拐角的外侧等部位出现应力集中现象。若外力不断增加,应力集中也随之增强,最后可导致材料首先

[1] 光弹模拟实验是利用透明的均质材料(一般用明胶),使其受力变形时产生的光学弹性效应,从而变成了非均质体,在正交偏光镜下可出现反映应力分布的干涉图像(干涉条纹)。

在应力集中处破坏。由于地壳无时无刻不在变动，因此地壳内的应力集中也由小到大，当其积累到超过岩石所能承受的限度时，就会使那一部分岩石产生破裂而释放出大量能量，地震往往由此产生。

第三节 构造应力场

物理量的空间分布就是“场”。前节的分析，考虑的是一点的应力状态，但构造应力的作用在一地质时期的某一空间内是有变化的，用矢量场（方位及大小）可以表示这种变化，这就是某区域的构造应力场。通常用主应力方向连成的轨迹表示，称应力轨迹或应力迹线（如图 4-14 所示）。

构造应力场是由一定的地壳或岩石圈的运动所引起的，并由此产生了一系列岩石变形，因此利用构造应力场可系统阐明岩石变形的原因及其时空分布规律，揭示引起岩石变形的地壳运动方式，并有助于从总体上、成因上深入认识地质构造特征及其发育规律。

国外 60 年代初期就已开始古构造应力的研究，我国 70 年以来也开展此项研究（卢华复等，1978；万天丰，1981，1988；卢华复等，1984；俞鸿年等，1987）。由于古应力不能直接测量，只能从研究这些应力作用产生的构造入手，而且往往只能进行主应力方位的测定。应力大小一般可通过光弹模拟给出相对的概念。因此，对于脆性变形构造应力场的研究目前还不能完全定量。

对于韧性变形构造应力场的研究，可通过糜棱岩的显微、超微构造（如位错密度、亚颗粒和重结晶颗粒的大小等）估算其主应力大小（即差异应力 $\sigma_1-\sigma_3$）；主应力轴方位则需通过岩组学方法所获大量资料进行分析，但其结果往往只具有局部性意义（具体内容可参阅第五章参考文献中郑亚东等(1985)、何永年等(1988)二书）。

下面简要介绍利用小构造测定主应力轴方位的方法。

（一）利用共轭（剪）节理测定 σ_1、σ_2、σ_3 方位

共轭节理是由成对发育的最大剪面进一步发展而成（见本章第二节），它是一种小型构造，分布广，数量大，且常可见到节理两侧岩石的剪切旋向，据此可确定 σ_1、σ_3 方位，σ_2 方位则平行于共轭的两组剪节理的交线。

两条不相平行的剪节理，如其同时形成，则其旋向必定是一为左行，一为右行，从面构成两对对顶象限，其中一对对顶象限为挤压象限，其分角线为 σ_1，另一对为拉伸象限，其分角线为 σ_3。

运用此法关键在于确定二相交的剪节理是否同时形成，即是否呈“共轭”关系，第七章将予深入分析。此外，由于共轭节理属小型构造，即使在一小区域内，其发育方位也不是一成不变，因此需要进行大量测量统计，一般在一个观测点上至少需测量 30 对共轭节理，再利用赤平投影求出 σ_1、σ_3 的统计方位才比较可信。

（二）利用构造缝合线测定 σ_1 方位

以往由于只注意与层面平行或近于平行的缝合线（面），所以，长期以来碳酸盐岩层中的缝合线都被认为是一种原生构造。近十多年来的研究表明缝合线往往是构造应力作用的产物，并且不一定与层面平行。就是与层面一致的缝合线，也有一部分是构造成因的。

缝合线实际上是一种有强烈起伏、由正锥和倒锥组合而成的缝合面，构造成因的缝合线，其锥轴往往与层面斜交；常见于碳酸盐岩石中，如二叠纪栖霞组灰岩中就发育有很好的缝合

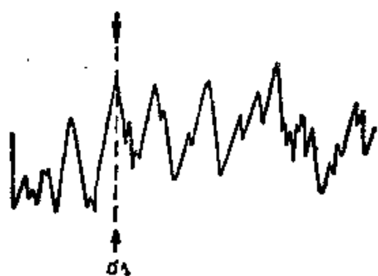


图 4-15　缝合线剖面

(虚线示缝合线的锥轴，也是 σ_1 的方向)

线。由于岩石中某些原始边界形态的不平整，压应力会在一些点上集中，在压应力集中处，碳酸盐矿物的溶解度增大，被溶解后流失，留下不溶或难溶残余物质(多为碳质、铁质、沥青质等)，并形成缝合线，其锥轴的方向代表 σ_1 方向(图 4-15)。Schäfer(1980)利用缝合线锥轴统计方位，并结合张节理测量，在突尼斯和利比亚确定了晚白垩世到渐新世的北东方向的水平挤压构造应力场和新第三纪至第四纪的北西方向水平挤压构造应力场；并用以阐明欧非板块相对运动的时空变化。

(三) 利用张节理测定 σ_3 方位

张节理是由张裂面发展而成。由于张裂面垂直于最大张应力作用方向，故与张节理面垂直的方向即代表 σ_3 方位。

必须说明，上述各种求古主应力轴方位的方法都是按现今磁极所指的方位来表述的，严格地说，它们并非古应力作用时的方位。要求得到古主应力轴真实的古方位，还必须进行古磁极与现代磁极转向角度的校正。

现代构造应力场可通过震源机制分析、应力解除、地形变测量等方法获得的资料加以计算而求得，对于地震的分析预报研究工作是很重要的。

主要参考文献(4)

1. 王仁、丁中一、殷有泉，1979，固体力学基础，地质出版社。
2. 孙岩、韩克从，1981，略论破裂构造的形成机制，地质科学(1)。
3. 万天丰，1981，北京西山南大寨-八宝山断裂的构造特征及形成机理探讨，构造地质论丛(一)。
4. 万天丰，1988，古构造应力场，地质出版社。
5. 卢华复、董火根，1978，宁芜地区中生代火山岩区基底构造研究，宁芜火山岩铁、铜矿床会议选集，地质出版社。
6. 卢华复、俞鸿年、丁幼文、张庆龙，1984，试论郯庐断裂中段新构造期构造应力场演化，构造地质论丛(三)，地质出版社。
7. 俞鸿年、卢华复、张庆龙、王瑞宇，1987，福建东南沿海中、新生代构造应力场的演化及其与板块运动的关系，南京大学学报(自然科学)23-3。
8. Means W. D. et al. ，1976，应力和应变(丁中一等译，1982)，科学出版社。
9. Lajtai E. Z. ，1971，A theoretical and experimental evolution on the Griffith theory of brittle fracture Tectonophysics(11).
10. Schafer K. ，1980，Palaeo and recent stress field in Tunisia and Libya from the Cenozoic structural bearing ，Rock Mechanics Suppl. (9).

第五章　岩石变形与应变分析基础

变形是泛指岩石受力后经受了位移而使其初始位置发生改变的过程，变形结果是形成褶皱、节理、断层及劈理等各种变形构造。因此各种构造也是岩石变形后的终止位置，岩石及其内部各质点的初始位置和终止位置的连线称位移矢量，表征质点变形前后的距离和方向的改变，但不代表真正的位移途径。位移的基本方式有平动、转动、体变（或容变）与形变（或畸变）四种。前二种表现为岩石整体的刚性运动，通常不涉及到岩石内部各质点相对位置的变化；体变是岩石的大小（即体积）的变化，形变是岩石形状的变化，二者均使岩石内部各质点间相对位置发生了变化，亦即引起了岩石的应变。四种位移方式并不绝然对立，而往往是彼此交叉出现。如断裂变动，对两盘的局部来说是平动或兼有转动，但对岩块整体而言则亦包含体变甚或形变；又如褶皱变动，岩层各部分发生的变形是不同的，外弯部分有平动与形变，拐点部位有平动、转动和形变。因此构造研究中常以“变形”来泛指岩石受力后由原有态势转变为新的态势而产生的各种构造现象。

以变形前后物体的尺寸相比较，当其相对变形量非常小，全部变形几乎在弹性范围内时，称小变形。若相对变形量较大，明显超越了弹性范围，则称大变形。小变形相对变形量的上限是百分之一（Means，1976），力学中的理论与公式都是建立在小变形理论基础上的，而构造地质研究的变形大多属于大变形范畴。然而小变形与大变形并非绝然无关，无限小变形的积累能够达到大于百分之一的相对变形量，因此构造地质研究中还是可以有条件地运用力学中的理论与公式。

第一节　应　变

一、线应变和剪应变

岩石变形后内部质点间线段长度的改变为线应变，二相交直线间的角度改变为剪应变。二者均以相对变形来度量的，因此应变是无量纲的。

（一）线应变

线应变亦称垂直应变，以 e 或 ε 表示，指岩石变形后的相对伸长（或缩短，伸长取正值，缩短取负值，均以百分数表示）。设变形前后同一线段的长度分别为 l_0 和 l_1，则：

$$e=\frac{l_1-l_0}{l_0} \tag{5-1}$$

线应变还可用长度比 S、平方长度比 λ 来表示。S 为变形后与变形前同一线段长度之比。亦即：

$$S=\frac{l_1}{l_0}=1+e \tag{5-2}$$

$$\lambda=S^2=(1+e)^2 \tag{5-3}$$

e、S、λ 三者均系度量直线的相对变化值的，知其一即可算出另二者。

材料力学实验表明，当杆件经受单向拉伸（或挤压）时，除纵向变形外，还有横向变形，在弹性变形范围内，杆件的横向线应变与纵向线应变之比的绝对值为一常数，称为泊松比(υ)，其值与材料的性质有关，但不超过0.5，如花岗岩为0.14～0.27，玄武岩0.22～0.30，砂岩0.10～0.30，页岩0.20～0.39，灰岩0.20～0.31等。泊松比所表征的这一现象称为泊松效应，它对解释岩石的某些变形具有重要意义，如岩石中的一些张节理就是在侧向挤压力作用时由与其垂直方向上的伸长变形所引起的。

（二）剪应变

变形前两条相互垂直的直线，变形后其夹角偏离直角的量ψ称角剪应变（图5-1），ψ角的正切称为剪应变γ，即：

$$\gamma=\mathrm{tg}\psi \tag{5-4}$$

在小变形的条件下，ψ角很小，图5-1中的$ab\approx a'b$，故剪应变亦可用ψ角的弧度值表示。

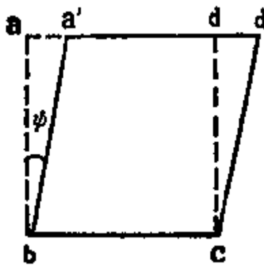


图5-1 剪切变形

在地质上，与剪切面垂直的线段（即图5-1中之ab线段）向右偏斜（即右行剪切）的剪应变取正值，向左偏斜的取负值，这同前一章剪应力值的取向符号正好相反。

二、主应变与应变椭球

（一）主应变、主应变面及主应变轴

在变形体内部任何一点总可以截取一个立方单元体，在这个单元体中，三个相互垂直的面上只有线应变（伸长和缩短）而无剪应变，这个线应变称主应变；三个相互垂直的面，称主应变面。三个相互垂直的主应变方向，称主应变轴（习惯上常略去"主"字）。它们之间可以相等，但通常是不等的，因此有最大应变轴（X或A轴），中间应变轴（Y或B轴）和最小应变轴（Z或C轴）之分。其中最大应变轴相当于最大伸长轴，而最小应变轴相当于最大缩短轴。中间应变轴可以伸长也可以缩短，但其值介于最大应变轴与最小应变轴之间。当简化成平面变形处理问题时，是假设Y（或B）轴不变的。

（二）均匀应变和非均匀应变

根据变形后物体内部各点的应变特征是否相同而有均匀应变和非均匀应变之分。

均匀应变是变形物体内部各点的应变特征相同，即该物体经受了均匀变形，其特征是，变形前的直线或平行线在变形后仍是直线或平行线，其中任一小单元体的应变大小和方向就可代表整体的应变特征；反之为非均匀变形，其特征是，变形前的直线或平行线在变形后不再是直线或平行线。常见的岩石变形方式有：挤压、拉伸、剪切、弯曲等四种，前三者属均匀变形，弯曲（如褶皱）则属非均匀变形。在分析褶皱变形时，可近似地看作是若干连续的局部均匀变形而形成的整体，不能用局部均匀变形的微小单元体来表征褶皱整体的应变特征，但可用各连续微小单元体的应变特征及其系统变化来表征整体构造变形特征（图5-2）。此外，有些微观尺度上的非均匀变形在宏观上则可近似地看作是均匀变形，这样，也可以一个平均的应变图形表征总体的变形特征。

（三）应变椭球及其在构造研究中的应用

应变椭球的概念是19世纪末由G. F. Becker(1893)从力学中的应力椭球的概念引导出来，把它运用到地质构造分析中，用以形象地描述岩石变形的应变状态。

现代对应变椭球的理解有了很大的变化。设想物体内有一均质的圆球，在其受力作用后发生均匀变形而成为椭球，即应变椭球。

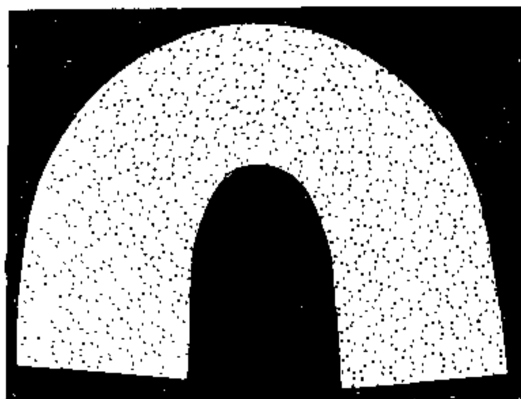


图 5-2　弯曲变形

整体变形是非均匀的，但每一小圆近似于均匀变形，且与相邻小圆的变形呈连续而系统的变化

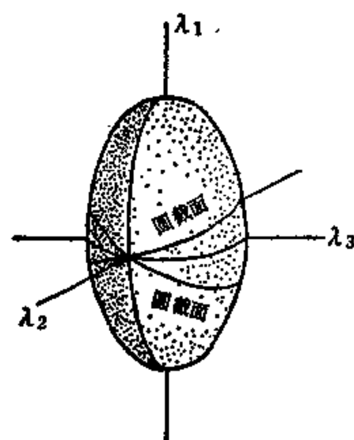


图 5-3　应变椭球的三个主应变方向($\lambda_1\lambda_2\lambda_3$)与一对圆截面(后者交线平行 λ_2 方向)

应变椭球通常是一个三轴不等长的椭球，其中三个互相垂直的对称面的交线相当于椭球的三个互相垂直的直径，它代表主应变方向，并规定 λ_1、λ_2、λ_3 三个方向分别对应于椭球的最大、中间、最小的直径方向，即最大、中间、最小主应变方向(图 5-3)。若取圆球的半径为 1，那么椭球在 λ_1、λ_2、λ_3 三个方向的半径则分别为 $\sqrt{\lambda_1}$、$\sqrt{\lambda_2}$、$\sqrt{\lambda_3}$ (图 5-3)，平行于主方向 λ_1、λ_2、λ_3 的坐标轴分别为 X、Y、Z，则在应变椭球上各点坐标与主应变的关系为：

$$\frac{x^2}{\lambda_1}+\frac{y^2}{\lambda_2}+\frac{z^2}{\lambda_3}=1 \tag{5-5}$$

在一个经受均匀变形的岩体中，如果能够给出主应变的取向和大小，相应地也就给出了应变椭球在空间上的形态和大小，从而也就确定了应变状态。在没有取得主应变大小资料的情况下，就只能从纯几何学角度运用应变椭球形象地表示各构造之间的几何关系。

(1) λ_1、λ_2、λ_3 三个主应变方向相当于应变轴 X、Y、Z 三个方向。因此，张节理总是平行于与椭球体最长轴垂直的 YZ 面。

(2) 褶皱的轴面、各类流劈理、片理平行于与 C 轴垂直的 XY 面。

(3) 应变椭球中有一对其交角为 λ_1 与 λ_3 所平分的、包含 λ_2 的圆截面(图 5-3)，在中间主方向不变的平面变形中，这一对圆截面上所有的直线均无伸缩，是无畸变面，其圆半径等于初始球半径。在三轴椭球中，这一对圆截面上所有直线均呈等伸长或缩短，是均匀畸变面。不论是无畸变面还是均匀畸变面，均只是被形象地看作是一对共轭剪切面，其交线平行 Y 轴(或 λ_2 方向)，它控制着剪节理、逆断层与平移断层的发育。

(4) 应变椭球可在假定中间轴不变的前提下，简化为应变椭圆。这样，上述各构造面与应变椭圆长短轴的关系就变为各构造面走向与应变椭圆的长短轴的关系。

在取得 e_1、e_2、e_3 数据的条件下，运用弗林(Flinn)图解(图 5-4)可表示出反映不同变形条件的各种应变椭球形态。该图是以主应变比 a 及 b 作为纵、横坐标轴的二维图解。其中：

$$a=\frac{X}{Y}=\frac{1+e_1}{1+e_2} \tag{5-6}$$

$$b=\frac{X}{Z}=\frac{1+e_2}{1+e_3} \tag{5-7}$$

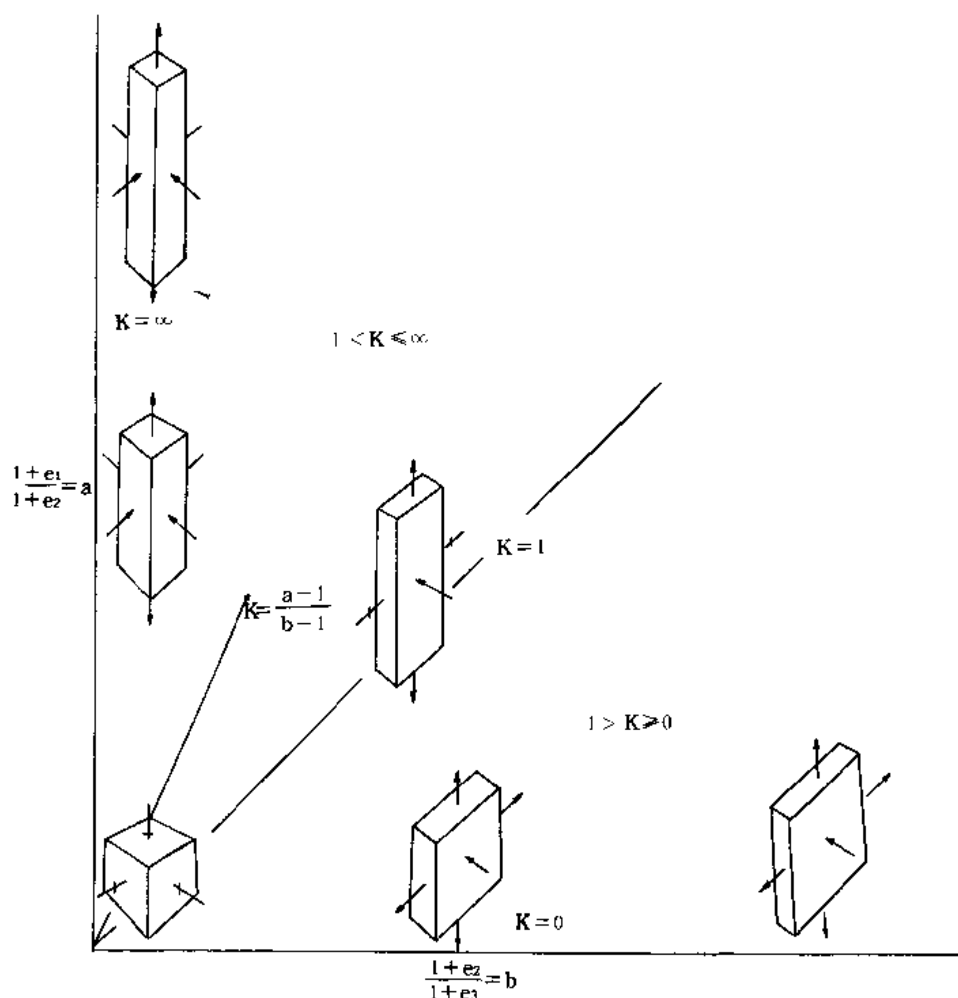


图 5-4 应变椭球形态的弗林(Flinn)图解

弗林图解是用 K 值表示各种应变椭球形态的，$K=\frac{a-1}{b-1}$，在体积不变的情况下，依据 K 值可分出五种形态类型的应变椭球及相应的变形类型：

$K=0$，$(1+e_1)=(1+e_2)>(1+e_3)$ 单轴旋转扁球体(轴对称缩短)

$1>K>0$，$(1+e_1)>(1+e_2)>1>(1+e_3)$ 扁型椭球体(压扁型)

$K=1$，$(1+e_1)(1+e_3)=(1+e_2)^2=1$ 平面应变椭球体

$\infty>K>1$，$(1+e_1)>1>(1+e_2)>(1+e_3)$ 长型椭球体(收缩型)

$K=\infty$，$(1+e_1)>(1+e_2)=(1+e_3)$ 单轴旋转长球体(轴对称伸长)

第二节 变 形

一、非旋转变形和旋转变形

主应变轴方位在变形前后没有改变的变形称非旋转变形，单轴(或双轴)挤压、拉伸的变形属之；其中，如无体变，且中间应变轴(Y)的应变为零的平面变形又称为纯剪变形，所以纯剪变形总是以一个方向的伸长和与其垂直的另一方向上的相对缩短为特征的，而 $1+e_2=1$。图 5-5a 为非旋转变形，在其变形过程中，三个主应变轴方向始终保持着与作用力平行或垂直的关系。

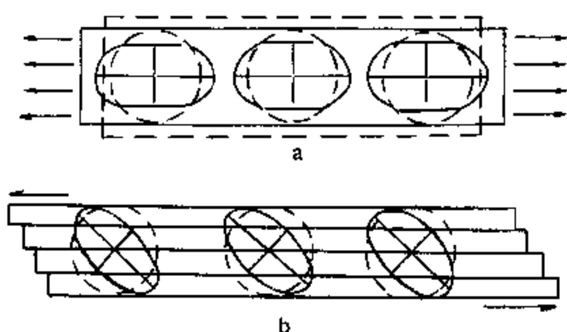


图 5-5　非旋转变形(a)；旋转变形(b)

主应变轴方位在变形前后发生改变的变形称旋转变形；其中，如无体变，且中间应变轴（Y）不发生变形的平面变形又称为单剪变形。在构造地质研究中，由剪切作用产生的变形常有条件地简化为单剪变形问题来处理。图 5-5b 为旋转变形，在其变形过程中，应变轴方向与作用力呈一定角度相交，随着变形的发展，其交角也不断改变。

二、变形阶段

从物理性质分析，固体的变形通常分为三个阶段，若详细划分，则可为四个阶段。现以低碳钢的拉伸实验为例，将其在逐渐加载至材料发生破坏的整个过程中应力(σ)和应变(ε)的关系表示在直角坐标系中，从而得到应力和应变曲线(图 5-6)。分析该曲线特征，可依次划分出弹性、流动、强化和破坏等四个变形阶段，现分别叙述如下。

(一) 弹性变形阶段

图 5-6 中的 OA 段为直线，说明应力与应变呈线性关系，符合虎克定律，即 $\sigma=E\varepsilon$，E 为弹性模量或称杨氏模量。A 点的应力 σ_π 称比例极限。过了 A 点，直线开始略为弯曲，但不明显，至 B 点以后才明显弯曲，B 点的应力 σ_y 称弹性极限，一般材料的 A、B 二点非常接近。在整个 OAB 范围内，应力消除后，变形也消失，这一阶段称弹性变形阶段，其变形是可逆的。

(二) 流动变形阶段

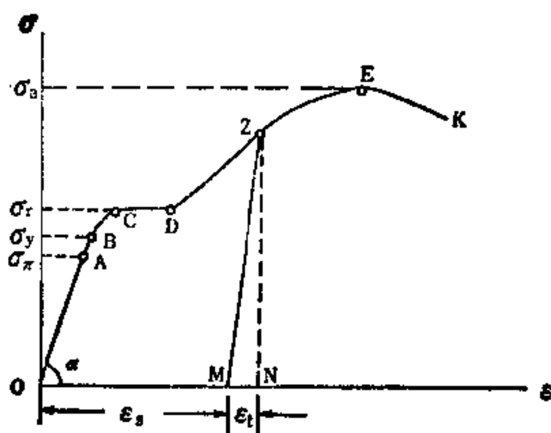


图 5-6　低碳钢拉伸时的应力-应变曲线

σ_π—比例极限；σ_y—弹性极限；

σ_Y—屈服极限；σ_B—强度极限；

过 B 点以后，如应力继续增加，试件的伸长速度明显增快，如图 5-6 所示，越过 C 点后出现一个水平线段 CD，这种荷载基本上不变而试件却不断伸长的阶段，称为流动变形阶段。此时，若把试件抛光，则在试件抛光面上可看到大约与试件轴线成 45°方向的线条纹络(吕德尔线)，这种线条是由材料沿最大剪应力发生滑移的结果。这个阶段的 C 点称为屈服点，该点的应力 σ_r 称为屈服极限或流动极限，故亦称屈服应变阶段。

(三) 强化变形阶段

试件经过流动阶段后，若要使其继续变形，则需要克服其中不断增长的抵抗力，这是因为材料在塑性变形过程中不断发生强化，故这一阶段称为强化变形阶段。由于在强化阶段中试件的变化主要是塑性变形，所以要比弹性变形阶段内的变形大得多。若在此阶段 Z 点卸载，则应力-应变曲线下落至 M 点，即保留了 ε_s 段的塑性变形(ε_t 为回复了弹性变形)，故塑性变形是不可逆的永久变形。

流动变形阶段和强化变形阶段可以合起来称为塑性变形阶段。

(四) 破坏变形阶段

经塑性变形后，材料的抵抗能力有所恢复。但应力增加与应变增加的比例远小于弹性极限以前的阶段，曲线上凸，斜率较小。达到点 E 时，外力达到最大值，按原来的横截面积计算的应力也达到最大值，称为强度极限或简称强度(σ_B)。在此阶段试件伸长到一定程度后，试件的某一段内的横截面积会产生显著的收缩，出现“颈缩”现象。随着“颈缩”现象的出现，荷载读数逐渐降低，表现在图 5-6 曲线超过 E 点后开始下降，至 K 点试件被拉断。

如果对试件预先施加轴向拉力，使之达到强化阶段，然后在图 5-6 的 Z 点处卸载，当再次施加轴向拉力荷载时，试件在弹性变形阶段内所能承受的最大荷载将增大，即材料的比例极限和弹性极限上升了，然而却缩短了比例极限到破裂点之间的距离。也就是破裂前的塑性变形减少了，这种现象叫作材料的硬化(或工作硬化)。地质上所谓的古老地块的硬化或僵化可能与多次受力导致硬化有关。

由上可知，岩石受力达到其强度极限以后很快就会破裂。对于不同的岩石，其强度不同，同一岩石受不同方式变形力的作用，其强度也不相同。表 5-1 列出常温常压下几种岩石在挤压、拉张、剪切力作用下的强度极限；同一岩石的抗压强度＞抗剪强度＞抗张强度。

表 5-1　常温常压下各类岩石的强度极限(单位 MPa)

岩　石	抗压强度	抗剪强度	抗张强度
花岗岩	150(37～379)	20(15～30)	3～7
砂　岩	75(11～252)	10(5～15)	1～3
石灰岩	96(6～360)	17(10～20)	3～6
大理岩	100(31～262)	8(5～20)	3～9
玄武岩	250(150～350)	15(10～20)	—
页　岩	50(20～80)	2(1.7～3.3)	

岩石的强度极限实质上是指岩石在破坏前能够承受的最大应力，在此之前，如图 5-6 的曲线变化形式则可反映出岩石的另一些具体的力学性质，如弹性与塑性、脆性与韧性，它们决定着岩石的变形行为。

弹性大小反映在图 5-6 上 OB 线段的长短，弹性较大者，OB 线段较长，即具有较大的弹性极限(σ_y)。由于弹性变形非永久变形，很难在岩石变形中直接观察到，但其表象可以从地震波的传播中得到确立，因为地震波是一种弹性波，纵波可在地球的所有圈层中传播，横波也可向下传播到 2900km 深度处(古登堡面)，这表明整个地球具有弹性。此外，在坑道挖掘中的“岩爆”现象也是岩层具有弹性的一种表象。

塑性是指岩石在所受应力解除后产生永久变形的性质，图 5-6 曲线上 BE 线段的长短反映了塑性的大小。褶皱、片理、压扁等构造即为岩石的塑性表象。塑性变形是永久变形，但其中必包含有弹性变形，但岩石的弹性和塑性并不存在互为消长的关系。

脆性与韧性是表征岩石发生破裂的易、难程度，换言之，岩石破裂前的塑性阶段短者为脆性，长者为韧性，表现在图 5-6 上曲线中 BK 线段的短或长；通常以岩石破裂前的永久变形量为 5% 为标准，小于 5% 者为脆性，大于 5% 者为韧性，如图 5-7 下方的应力-应变曲线所示，破裂前的的永久变形量愈小，B、K 二点(图 5-6)愈接近，即受力超过弹性极限后，岩石很快出现破裂。

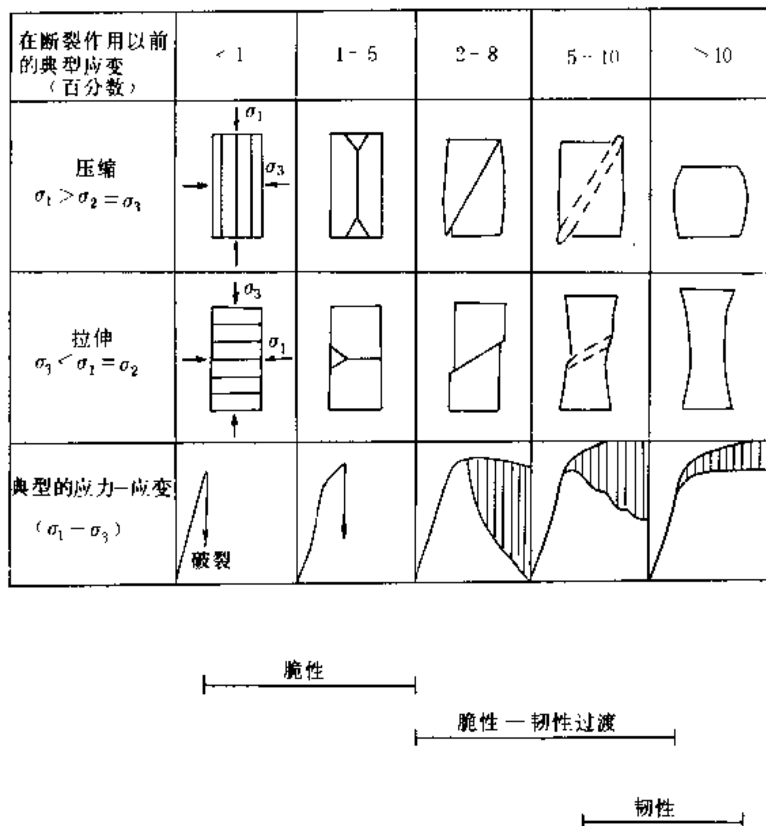


图 5-7　岩石从脆性到韧性的变化系列示意图

（据 Griggs and Handin，1960）

（图示岩石在压缩和拉伸变形下的破裂方式及应力-应变曲线，第三行 3、4、5 列图中的竖线表示曲线的可能变化范围）

三、塑性变形机制

从图 5 7 可以知道，各种构造变形可归为两类：脆性变形和韧性变形及介于其间的脆-韧过渡类型。脆性变形机制包含两方面问题，即岩石的破裂准则与破裂方式。韧性变形实质上即塑性变形，其变形机制远较弹性变形和破裂变形复杂，这里将主要阐述塑性变形机制，并简要介绍弹性变形机制，至于岩石脆性破裂有关问题留待下一部分介绍。

弹性变形是在应力作用下，晶体空间点阵中各质点由原来平衡位置被强制性地发生了微量位移而达到一个新的位置，并由此获得了一定的位能，即弹性应变能，当力的作用消除后，储存的应变能又使得各质点“弹”回到原来的位置而重新趋于稳定，这就是弹性变形是可逆的变形的实质。塑性变形相对于脆性变形而言，其发生的条件是温、压较高，但应变速率较为缓慢，其主要机制有以下几种：

（一）晶内滑移

晶内滑移是在晶体内一定的滑移系上发生的，即滑移的部分沿某一滑移面上一定的方向发生整排原子的滑动，若滑移量等于晶格内质点间距的整数倍称为平移滑动（图 5-8），如各段滑移量不等，则显微镜下可见到异常消光带，称变形条带。此外，在滑移持续进行过程中，还会使原来随机定向的晶体结晶轴发生旋转而趋于适应于应力作用，形成优选方位的定向，如图 5-9 所示为石英晶体在 λ 方向上受力而均匀缩短，假定只有一组平行于对角线 BD 的滑移面（0001），晶格沿 BD 方向滑移，在持续受力滑移过程中，使滑移面的法线[0001]，即 C 轴逐渐向挤压方向旋转，当应变达到 75%时，所有石类晶粒的 C 轴便趋于 λ 方向而形成优选方位的定向构造。

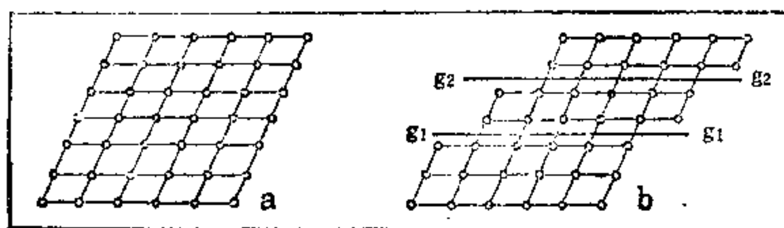


图 5-8 平移滑动

a. 滑动前； b. 滑动后

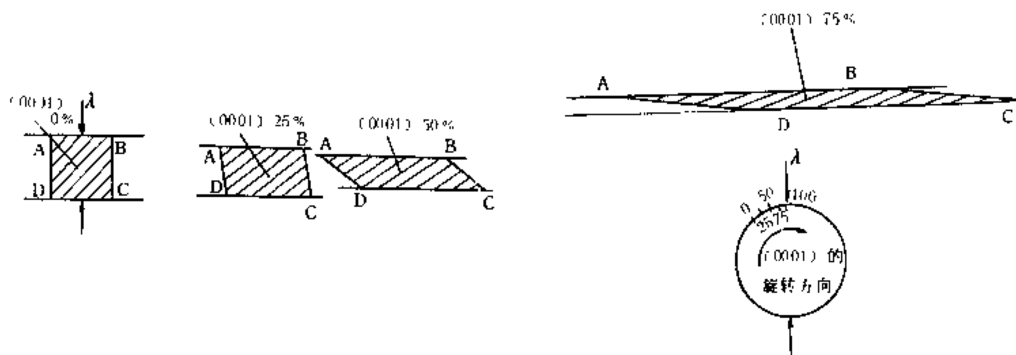


图 5-9 由晶内滑移而形成的石英晶粒的优选方位发育原理

（据 Hobbs 等，1976）

若滑移量为质点间距的非整数倍则称为双晶滑移（图 5-10），形成以滑移面为对称面、两侧晶体呈镜像对称的机械双晶（或称滑移双晶、次生双晶），镜下可见到双晶纹。双晶滑移常见于滑移系较少的矿物中，如长石、方解石，而滑移系较多的、韧性较强的矿物，如石英一般不发生双晶滑移。双晶化是一种较为快速的变形形式。

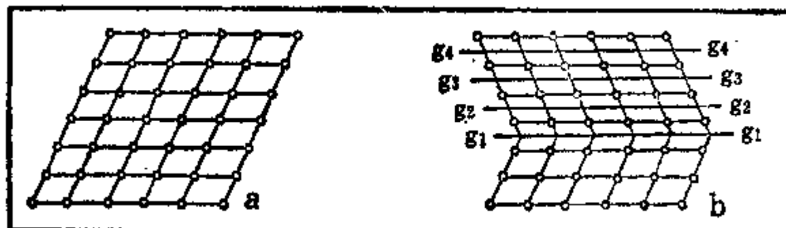


图 5-10 双晶滑移

a. 滑动前；b. 滑动后

（二）位错蠕变

晶内滑移往往不是一蹴而就，而是通过位错运动来实现的；位错运动是一个极其缓慢的变形过程，故称位错蠕变（蠕变指在应力不增加的情况下应变随时间而增加的现象，其确切含义将在后文进一步阐述）。

实际晶体的点阵结构与理想的完好晶体的点阵结构之间发生偏差，即结点原子周期性排列被破坏的区域称为缺陷（defect），缺陷可以出现在晶体生长过程中，也可因矿物受力变形而产生。按空间分布形式，缺陷有点状（如空位、填隙原子）、线状（如位错，dislocation）、面状（如位错壁、晶界）之分。

位错也称位错线，其运动或传播方式犹如蚕的运行，或比拟成抽出上面压着许多家具的地毯。可以设想，如若简单地把地毯拖出房间，就需化费很大的力，若采取另一种办法，即从一头把地毯折皱起来并慢慢向另一头传递，当遇着桌子时，把桌腿抬起来，遇着床时，把床腿抬起来，最后将折皱移动到房间的另一头完成了抽取地毯的过程，而这一过程虽然很慢但却不需化费很大的力气。位错的传播就是采取这种方式。图 5-11 示上半部的晶格沿滑移面向左滑移一个晶胞常数的位错传播过程。(a)图(i)～(ii)为晶体受力后晶格点 A_1B_1 略有畸变，(iii)～(v)示这一畸变由上半部出现的黑点(四个黑点)而得到调整，(vi)完成了一个晶胞常数的滑移。黑点所在代表滑移面以上部分的原子面，称为额外(原子)半面(图 5-11，b)，滑移部分(右)与未滑移部分(左)的交界线即为位错线。

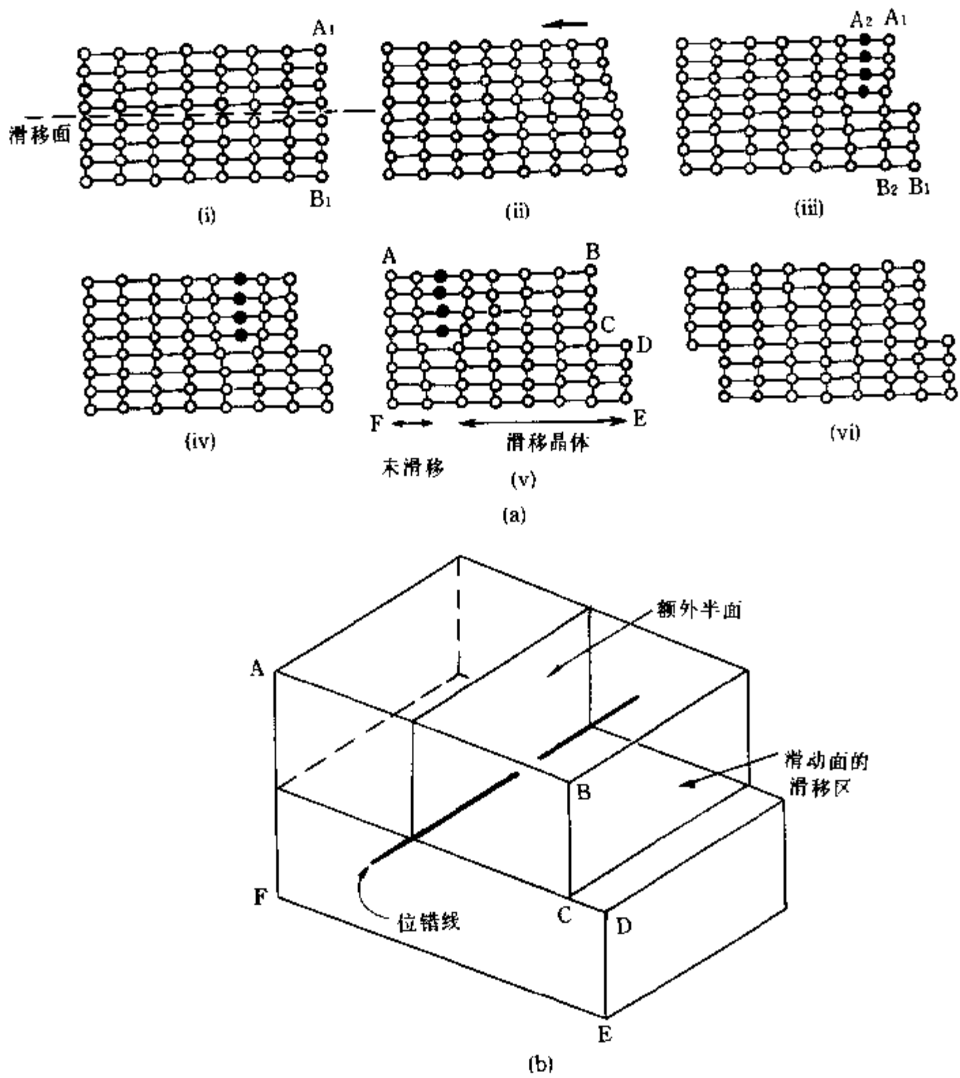


图 5-11　位错传播(a)及立体模型(b)

(据 Hobbs 等，1976)

位错除沿某个滑移面发生滑移外，还可跃入其上或其下的另一平行的滑移面滑移，这种现象称为攀移(climb)。相对于位错滑移而言，位错攀移需要较高的温度($\geqslant 0.3T_m$，T_m 为矿物的熔点)，因为高温对于岩石具有增强其塑性的影响，且有利于激活矿物晶体内(弹性)应变能，从而使得正在滑移的位错有可能越过前进道路上遇到的障碍而发生攀移；此外，原子或空位的扩散也是攀移的一种可能机制。

多方向的位错运动的效应可以表现为以下几种：

（1）同一滑移面上符号相反（⊥为正，⊤为负）二位错相向运动的结果，使位错消失而恢复为完整的晶体（图5-12a 上二图）。

（2）符号相反的二位错在相邻的二滑移面上相向运动，相遇后产生空位（图5-12a 下两图）。

（3）符号相同的多个位错沿相互平行的不同滑移面上运动产生位错壁（图5-12b），其两侧晶格方位发生不大于12°的偏转，形成亚颗粒（subgrain），位错壁即为低角度亚晶界，这种作用称多边化作用，在显微镜下可以见到呈多边形的亚颗粒与旁侧主颗粒之间有一不大于12°的消光位相差。

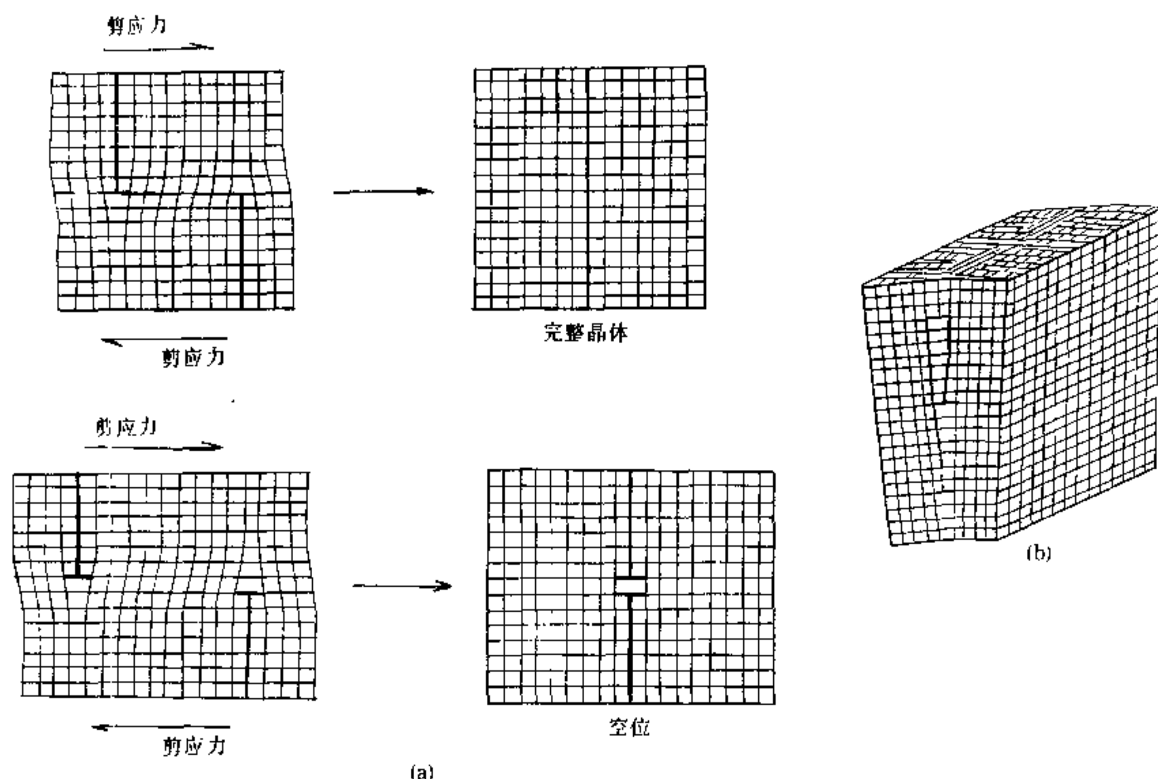


图5-12　多个位错运动效应

（4）多个位错的交叉运动，将使位错相遇而交织起来，形成位错的缠结或称塞积，这是一种应变硬化现象，即若使变形继续发展，需加大应力。

（三）扩散蠕变

在较高温（$T>0.3T_m$）变形条件下，通过物质的扩散而使矿物颗粒变形的一种蠕变称扩散蠕变。沿晶粒边界的扩散作用（又称Coble蠕变）的一个常见的变形显微构造是压力影，其形成与压溶作用有关，即物质在受高（压）应力作用处溶解并随粒间水膜而向低（张）应力作用处扩散而沉淀、结晶。若应力作用的矿物为易溶矿物（如石英、方解石）则原来的近等轴形状将变形而呈椭圆状，其两侧低应力处出现纤维状结晶增生须形成压力影；若应力作用的矿物为难溶矿物（为黄铁矿、磁铁矿），则其附近易溶基质向两侧低应力处扩散而沉淀、结晶形成压力影；易溶物质也可向矿物的显微裂隙处迁移结晶形成同构造脉（图5-13）。

（四）超塑性流动

冶金学中对细粒合金物质的实验表明，在一定温度和低应变速率的条件下，拉伸变形的应

变可达到1000%而不断裂，这一现象称超塑性。超塑性变形后的晶粒不存在由位错蠕变引起的构造，即晶粒本身没有变形，但整体变形却很显著，好比力作用于砂袋，砂袋发生强烈变形而每个砂子则无"粒内"变形。整体变形是由晶粒边界滑移和旋转所引起；但由于晶粒之间是彼此紧密镶嵌的，晶界滑移和旋转还需要借助于Coble蠕变，即边界物质扩散来实现，因此超塑性变形最可能的机制是由扩散调节的晶界滑移(尼可拉斯等，1985)，其发生条件是高温 ($T \geqslant 0.5T_m$)，细粒（几十微米数量级）和低应变速率。

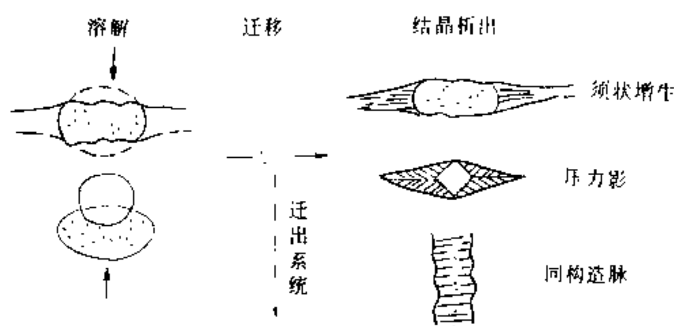


图5-13 压溶作用与物质迁移及沉淀结晶示意图

(据朱志澄等，1990)

（五）动态重结晶作用

在变形过程中的重结晶称动态重结晶或同构造重结晶。通过动态重结晶作用消除了应变晶粒的应变能而形成了一些具锯齿状边界的细小的无应变新晶粒，并能产生新晶粒矿物的优选方位，因此它也是一种塑性变形的机制。

以上五种为塑性变形微观机制，均可在偏光显微镜下见到相应的显微构造。

（六）粒间运动

颗粒之间的旋转是塑性变形的另一种肉眼可见的机制。随机分布的片状或条状矿物在塑性介质中能够因挤压力作用发生机械旋转而趋于垂直于压力方向平行排列，形成形体定向组构。B. E. Hobbs 等(1976)曾进行食盐和云母的集合体的挤压实验，获得了云母片在与压力垂直的方向上定向排列的满意结果。

四、破裂变形

（一）岩石的破裂方式

常温、常压下岩石力学实验表明，应力超过弹性极限后经历了少量的塑性变形便会出现岩石的破坏(见图5-7)，这是岩石的脆性变形行为的表现。不论力的作用方式是拉、压或剪切均可导致岩石的破裂，破裂变形方式有两种：张裂和剪裂，这两种破裂面的方位如图5-14、图5-15所示。

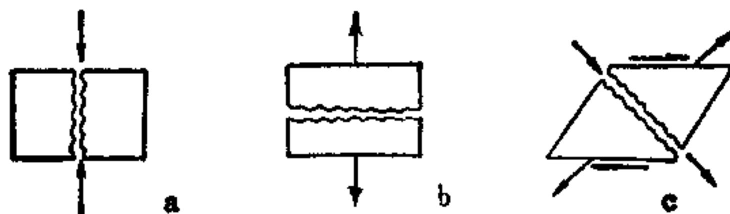


图5-14 不同变形方式所形成的张裂面

a—压缩；b—拉伸；c—剪切

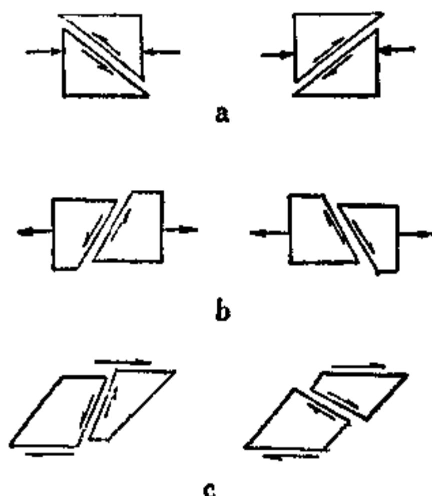


图 5-15 不同变形方式所形成的剪裂面
a—压缩；b—拉伸；c—剪切

张裂发育的方位一般是垂直于张应力作用或拉张变形的方向，但在相对较为韧性的材料中，张裂出现之前先出现细颈，然后沿细颈处裂开（图 5-16a），其裂开两端并可见到锥形裂面。

剪裂可发育一组或两组，其方位与 σ_1、σ_3 均为斜交，其斜交角度的大小视材料的力学性质及其所处的温、压条件而不同。剪裂面与 σ_1 的夹角称剪裂角（两组剪裂面的夹角称共轭剪裂角），在较低的温、压条件下，较为脆性材料的剪裂角一般为 20°～30°，随着温、压的增高及材料的韧性增加，剪裂角亦渐增大。

（二）岩石破裂理论概述

材料的破坏有一定的规律，人们根据对材料破坏现象的分析提出了种种学说或理论以说明材料的破坏规律，通常称为破裂理论或破裂准则。下面简要介绍几种与解释岩石破裂发育规律有关的理论。

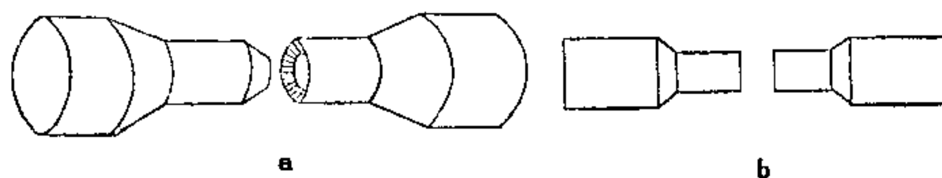


图 5-16 不同性质材料的破裂表现
a—相对韧性材料； b—脆性材料

1. 最大张应力理论

当张应力达到或超过岩石的抗张强度时，岩石将沿最大张应力作用的截面，即垂直于最大张应力轴（σ_3）的截面发生破裂，形成张裂面。这个理论适用于围压（即各向均压）小或浅表环境下的单向拉伸的脆性破坏，如对张节理和部分正断层的形成的力学解释，但不能解释没有张应力作用（如单向压缩、三向压缩等）下材料的破坏。从表 5-1 得知，同一岩石的抗张强度最小，理论上在脆性变形条件（或环境）下张节理应是最先发育的破裂构造。

2. 最大线应变理论

该理论认为材料的破坏是与线应变有关，即沿垂直于最大伸长应变方向（e_3 或 X）的截面上发生张破裂。这就意味着不论在何种应力状态下，只要材料内一点处的最大伸长应变达到了材料承受伸长应变的极限值就会出现张破裂。这个理论是对在没有张应力直接作用情况下单向挤压或具有一定围压的受力条件下张裂形成的解释。

3. 库伦-莫尔理论

剪裂面发育的方位及其剪裂角大小是材料力学中讨论较多的一个问题。理论上剪裂面似应发育于最大剪应力作用的面上，即剪裂角为 45°（或共轭剪裂角＝90°），如图 5-17 所示，最大剪应力 K 值为 $\tau_{max}=\sigma_1-\sigma_3/2$（参阅（4-9）与（4-13）二式）。但实验表明，剪裂角往往并不等于 45°，这就需要用库伦-莫尔理论来解释。该理论认为，材料发生剪切破坏不仅和剪裂面上剪应力的大小有关，还和该面上的正应力（σ_n）大小有关，亦即材料被剪破时还需克服截面上由正应力作用而存在的内摩擦阻力（设内摩擦系数为 μ），其剪破时的剪应力 τ_n 应大于材料的抗剪强

度 τ_n，而不是等于 τ_0，即：

$$\tau_n = \tau_0 + \mu\sigma_n \quad (5\text{-}8)$$

由于注意到 σ_n 的作用，故在平面应力（σ_1、σ_3）作用下，绘制出应力圆后（图 5-18），延长 P 点切线 PE 必与 τ_n 坐标相交于 E 点，与 σ_n 坐标相交于 F 点，（5-8）式即为 PE 直线方程式。设内摩擦角为 φ 则：

$$\mu = \mathrm{tg}\varphi \quad (5\text{-}9)$$

将（5-9）式代入（5-8）式，得

$$\tau_n = \tau_0 + \sigma_n \mathrm{tg}\varphi \quad (5\text{-}10)$$

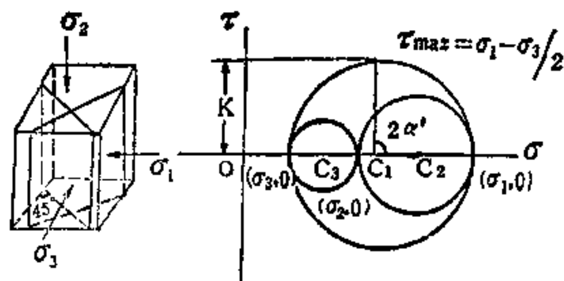


图 5-17　最大剪应力理论图解

图 5-18 的下半部应还有一条与 PE 对称的未画出的直线（在未画出的下半圆上还有一切点 P'），这两条直线称剪裂包络线或剪切破裂线，凡与应力圆和包络线相切点（P、P'）对应的面均处于临界状态，换言之，在包络线上和线外的点的应力条件下物体就产生破裂，在线内的点就不产生破裂。在 φ 值不变时，剪裂角都相同，其包络线如图 5-19 所示为直线，这就是库伦破裂准则。然而，莫尔指出，因 μ 随 σ_n 的增大而减小，故作出的包络线应是曲线（抛物线）形式（图 5-20），这就是莫尔破裂准则。不同岩石的内摩擦角是不同的，一般，脆性岩石的内摩擦角

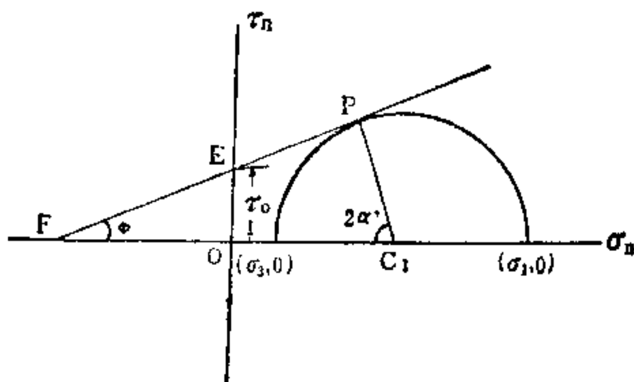


图 5-18　剪裂角与内摩擦角关系图解

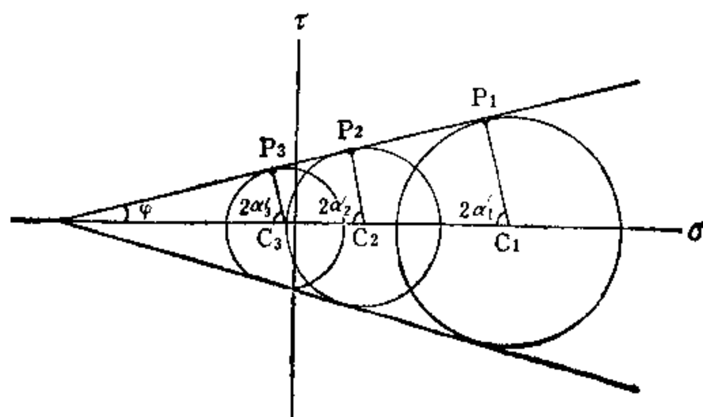


图 5-19　包络线与极限应力圆

$\sigma_1' = \sigma_2' = \sigma_3'$

大于韧性岩石的内摩擦角。此外，同种岩石在不同的变形条件下内摩擦角也不一样。砂岩随着围压增大，形成破裂所需要的剪应力也很快增加，φ 值和剪裂角基本保持不变（图 5-21a）。对于页岩，随围压增加，破裂时所需要的剪应力增加得很少，φ 值逐渐减小，形成一弧形曲线，剪裂角加大（图 5-21b）。

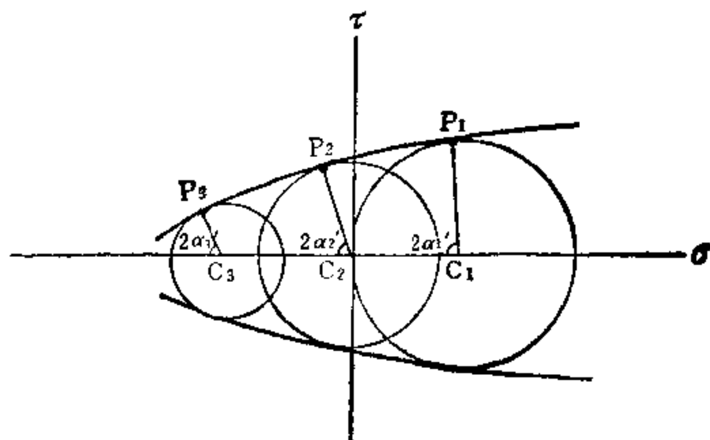


图 5-20 按照莫尔理论作的包络线

$\sigma_1' > \sigma_2' > \sigma_3$

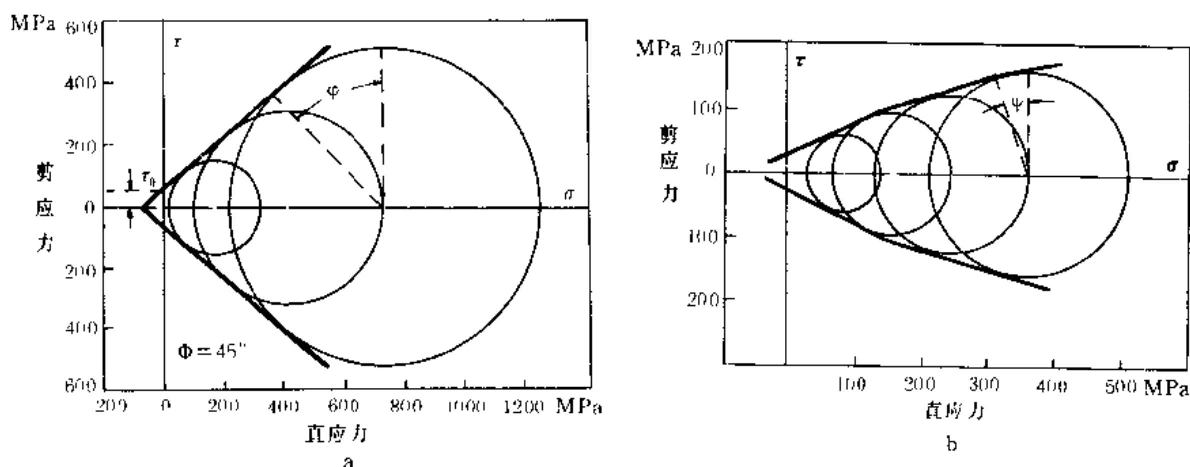


图 5-21 不同围压下砂岩 a 和页岩 b 剪切破坏时的莫尔包络线

（据 Hills，1972）

图 5-18、5-19、5-20 之 $2\alpha'$ 角为共轭剪裂角，由图可知剪裂角 α' 与内摩擦角 φ 的关系是：

$$\alpha' = 45° - \frac{\varphi}{2} \tag{5-11}$$

4. 格里菲斯理论

这个理论是格里菲斯于 1921 年创立，它是现代研究固体中低应力裂纹传播规律的重要依据。库伦-莫尔准则（(5-10)式）是通过岩石力学实验得出的经验公式，只能说明岩石破裂时剪裂面与主应力轴 σ_1（和 σ_3）之间的关系，而不能对材料破坏的内部机制作出合理解释。格里菲斯理论认为材料的实际破裂强度远远小于理论计算值的原因在于材料组分的不均匀及其中存在着许多微裂隙，这些微裂隙作为新的自由表面，犹如液体一样，具有表面张力；同时微裂隙释放出来的应变能的一部分又可转化为表面张力 T，因此，微裂隙末端应力集中，很快达到该点的抗张强度而使裂隙发生扩展、延长，最后导致材料的脆性破坏。张应力临界值 P_c 可表述如下式：

$$P_c = \sqrt{\frac{2ET}{\pi a}} \tag{5-12}$$

式中 a 为微裂隙的半长，由于 P_c 与 $\sqrt{a}$ 成反比，所以当裂纹延长，a 增大，则裂纹继续延长所

需的 P_c 值就小，亦即在张应力不变的情况下，或一当裂纹开始延长，则其继续延长就很容易从而可发展成为宏观破裂。

在二维应力状态中将微裂隙看作是扁平的椭圆形裂纹，格里菲斯据此推导出以下两种情况以说明椭圆形裂纹扩展方向：

（1）设 $\sigma_3=-T_0$（T_0 为材料的单轴抗张强度），若 $\sigma_1<-3\sigma_3$，则裂纹的扩展方向平行于 σ_1，最终形成与 σ_1 方向平行的张裂隙。

（2）若 $(\sigma_1-\sigma_3)^2/(\sigma_1+\sigma_3)\geqslant-8T_0$（假定材料的抗压强度是抗张强度的 8 倍），则与轴向压力呈 30°夹角的裂纹最易扩展。以裂纹上的剪应力 τ_n 来表述的格里菲斯破裂准则的数学式为：

$$\tau_n^2=4T_0(T_0+\sigma_n) \tag{5-13}$$

(5-13)式在莫尔应力圆图解上是一条抛物线型的包络线（图 5-22 中之实线）。

麦克林托克等认为，在挤压应力场中，由于裂纹在压应力作用下均匀闭合，故不能引起张应力在裂纹端部的应力集中，只有剪应力才能引起端部应力集中，而剪应力集中导致的裂纹扩展又必然受到摩擦力的影响，因此，他对格里菲斯破裂准则提出修正，其修正的格里菲斯准则数学式为：

$$\tau_n=\mu\sigma_n+2T_0 \tag{5-14}$$

其莫尔包络线如图 5-22 之虚线所示。

图 5-22 平面格里菲斯破裂准则的莫尔包络线（实线）和修正的格里菲斯准则的包络线（虚线）（引自朱志澄等，1990）

(5-13)、(5-14)二式是目前岩石力学研究中被广泛采用的破裂准则。

五、递进变形

在外力作用条件没有改变的情况下，变形是由无数瞬间微量应变及相应的应变状态的无穷积累、发展而成，这一连续的变形过程称递进变形。在这一过程中的任意给定时刻，岩石的应变可以分解为两个部分，一是联系着瞬时状态与变形前状态的应变，称有限应变或总应变，若变形就此中止，有限应变也就是岩石变形的最终状态与变形前初始状态对比所发生的全部应变；二是联系着状态的瞬时变化与瞬时状态的应变，称增量应变或无限小应变。因此，有限应变是已经发生的应变总和；无限小应变是正在发生的瞬时应变。

由于递进变形过程中岩石各部分的应变性质有所变化，出现了性质不同、方向不同的构造形态，因此应用有限应变与无限小应变的概念分析递进变形中出现的构造有助于深入认识构造的发育规律。

根据递进变形过程中各瞬间有限应变主轴与无限小应变主轴的方位是否一致，可分为共轴递进变形和非共轴递进变形。纯剪应变为共轴递进变形，单剪应变为非共轴递进变形。

共轴递进变形的有限应变各主轴始终方位不变，且其过程中任一瞬间的有限应变椭球的三根应变轴和各瞬间无限小应变椭球的三根应变轴均分别相当，两两平行。但不同方位的物质线在递进变形发展中，其长度的变化是不相同的。图 5-23 示一平面的纯剪应变发展过程。线段 1、2、3 在不同的应变阶段，其长度变化列于下面的三个图形，其中线 1 平行于 Z 轴，在递进变形过程中始终是不断缩短的；线 2 平行于 X 轴，在递进变形过程中始终是不断伸长的；线 3 初始与 X 轴呈 50°交角，随着递进变形的发展，其交角不断减小，先是缩短，至交角小于 45°时，则

线段反而逐渐伸长。图 5-24 为夹于软弱岩层中的强硬岩层(涂以墨黑的岩层)在共轴递进变形过程中形成的构造,第一区段的层线相当于图 5-23 之 2 线,始终处于不断拉伸状态,使岩层被拉断形成香肠构造(见面理和线理一章),第三区段的层线相当于图 5-23 之 1 线,始终处于挤压状态,形成小型褶皱,第二区段的层线相当于图 5-23 之 3 线,先是挤压形成小型褶皱,后被拉伸形成香肠构造。

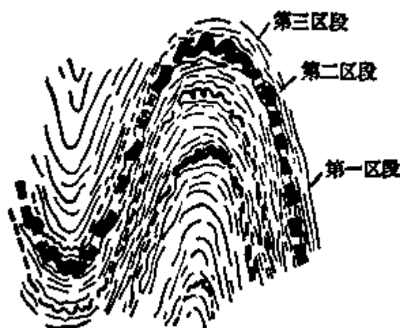


图 5-24 褶皱中强岩层(黑域)不同部分在递进变形中产生不同构造
(据 Ramsay,1967,简化)

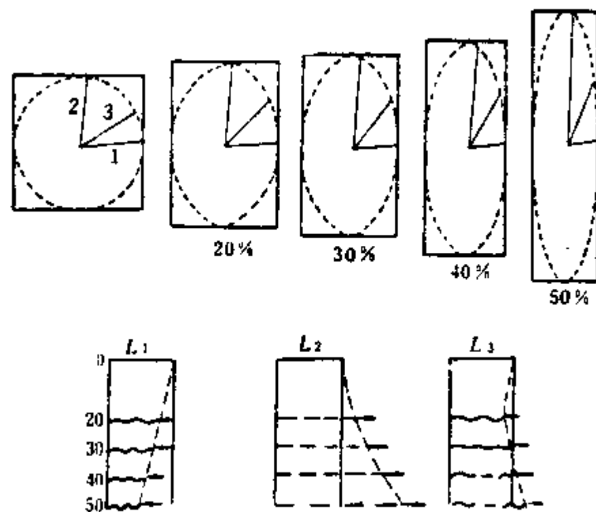


图 5-23 共轴递进变形的平面示意图
(转引自朱志澄等,1990)
上图中的百分比表示各阶段的缩短量
下图分别表示 L_1、L_2、L_3 三线段长短的变化史

非共轴递进变形由于其有限应变 X、Z 二主轴方位不断改变,且每一瞬间与无限小应变的 X、Z 二主轴也不两两平行,故其变形过程及形成的构造图像均较复杂。图 5-25 示用卡片模拟的单剪递进变形过程,图中第一行表示各瞬间的有限应变椭圆,在每一瞬间开始无限小应变时加画了一个参照圆(图 5-25 中之 2、3、4),每一瞬间变形中均有两条无线应变线,在无限小应变开始时均处于 0°和 90°的位置上,随着变形的递进发展,其方位及交角不断变化;这两条无线应变线将椭圆分成两对扇形区,带点的象限为各应变椭圆中的伸长区,空白区象限为压缩区,它们在各瞬间的范围也随无线应变线方位的变化而改变。第 5 列为各瞬间无限小应变积累的最终应变椭圆形态,自下向上表示了不同阶段形成的变形总和,而每一行的第二图(椭图)则均为第一图(圆)的无限小应变椭圆。图 5-26 为单剪非共轴递进变形所产生雁行张裂脉的变化过程。变形初始阶段在剪切带中形成了与剪切面呈 45°(或 135°)交角的张裂(往往被孔隙溶液中沉淀的方解石、石英和绿泥石纤维状晶体充填而成张裂脉,它们呈雁行排列,见图 5-26 左上图),随着变形递进发展,原有张裂被剪切位移带动而旋转,使其与剪切面交角大于 45°(或小于 135°),同时在其两

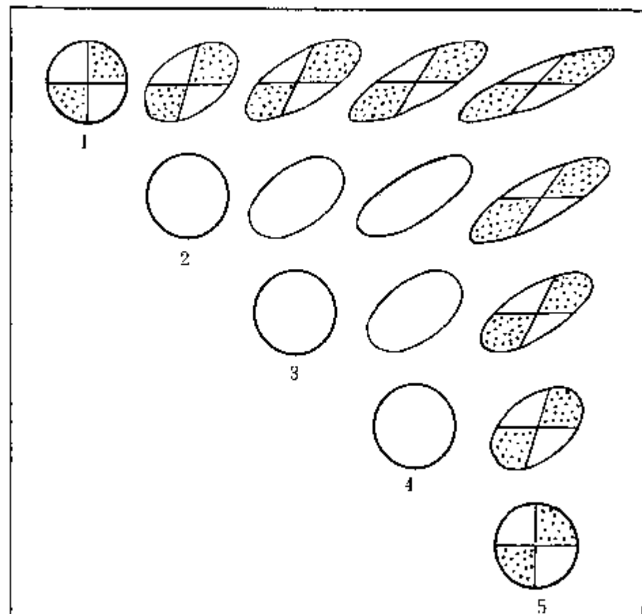


图 5-25 用卡片模拟的单剪递进变形过程
(据 Ragan,1973)

端又发育了与剪切面相交45°的新的裂隙，从而使前、后连续发育的张裂贯通而呈反“S”形(图5-26左下图)或“S”形雁列脉(右行剪切形成反“S”形，左行剪切形成“S”形)。图5-26右图为张裂脉的最终形态。

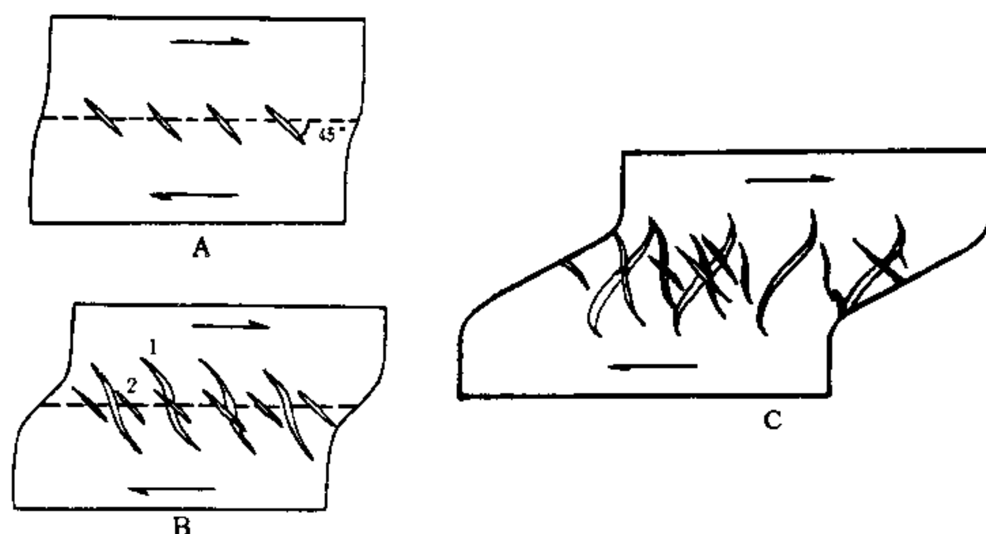


图5-26 单剪非共轴递进变形产生的雁行张裂脉及其变化

(据朱志澄等，1990)

对比图5-24和图5-26，根据共轴递进变形和非共轴递进变形二者的含意，可以看出，前者有限应变的三根变形主轴 X、Y、Z 将分别与主应力轴 σ_3、σ_2、σ_1 始终平行，因此可以据有限应变主轴方位推定主应力轴方位；后者主应力轴并未改变其方位，而应变主轴方位则不断在改变，因此，不能根据张裂反映的应变主轴方位推定主应力轴方位。

第三节 有限应变测量概述

地质上一般将应变大于1%的变形称为大变形，小于1%的变形称小变形，脆性变形属于小变形，脆-韧性变形属于大变形。前已述及，有限应变是指将变形前初始状态与变形的最终状态进行对比所发生的总应变，因此所谓大变形就是指有限应变，实际上是相对于无限小应变而言的，全称应为有限小应变。

应变状态是构造地质学中需要研究的一个重要问题，只有在了解了应变状态后，才有可能推究变形时的应力状态，并有助于构造形成机制的分析；有了区域性应变状态资料才有可能建立区域应变场，从而有助于查明变形的大地构造背景。

应变状态的含意有两方面：应变主轴的方位和应变量大小，因此进行有限应变测量是定量地测定应变状态的不可缺少的一项内容，其任务是测定各观测点上岩石有限应变椭球体主轴的方位和各主轴方向上应变的大小。

在具有面状和线状组构要素的变形岩石中，确定应变轴方位是不困难的，如压扁的面状组构(板劈理、片理、片麻理等)平行于应变椭球的 XY 面，其法线方向为 Z 轴，XY 面上的拉伸线理代表 X 轴方位，这样，三根应变轴方位就可全部确定，进一步的有限应变测量就是运用标志体形态变化或标志线长度变化来测定这三个应变轴方向上的应变量大小。若只有线状组构或只有面状组构，那么只能确定一个应变轴 X 或 Z 的方位，这时就需要在垂直于和平行于该轴的两个相互垂直的平面上进行应变测量。若野外不能确定任何应变轴的方位，则可选择三个互

相垂直的切面上进行测量，运算比较复杂。

下面简要介绍标志体原始形态为圆球和椭球的常用的有限应变测量方法。

一、标志体原始形态为圆球

岩石中的鲕粒、有孔虫、火山岩中的球粒、板岩中的退色斑（还原斑）等的原始形态均为圆球，可直接在出露的 XY、YZ、XZ 剖面、切片或照片上测量其变形椭圆长短轴率（X/Y、X/Z 等）及其长轴与参考线（一般选测面的走向线）之夹角 α，然而用算术平均法求得平均轴率 $\overline{R}$ 和方向 $\overline{\alpha}$，测定椭圆的个体数一般要求 30～40 个。也可将测得之长短轴数值投影到直角坐标图上（图 5-27），通过原点的最佳拟合直线的斜率即代表其平均轴率。

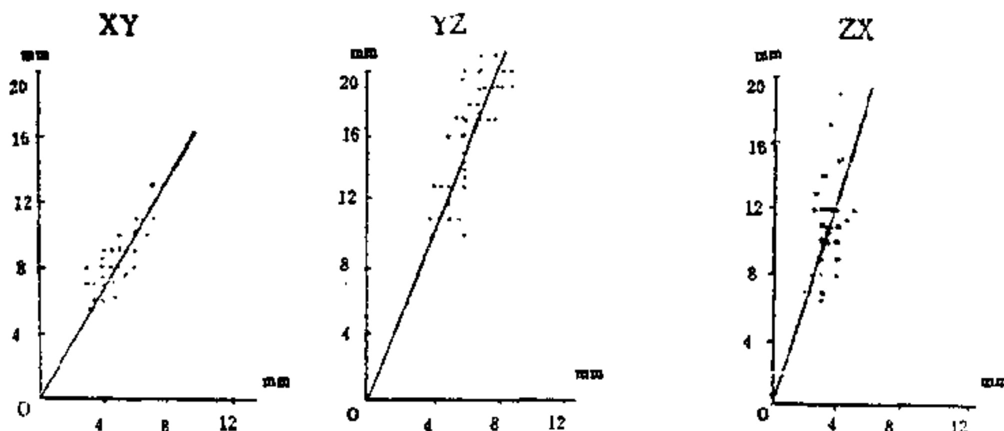


图 5-27 英国威尔士西角湾灰岩中变形鲕粒长短轴率图示
（据 Hanna 和 Fry，1979）

此法可称长短轴法，要求所测的标志体随机分布，且与基质间的韧性差不大。

二、标志体原始形态为椭球

变形砾岩中的砾石、侵入体中的捕虏体等的原始形态常常不是圆球而是椭球，测量此类标志体常用 R_f/ϕ 法。R_f 指最终椭圆的轴率，ϕ 为最终椭圆长轴的方位，即应变后的标志体椭圆长轴与应变椭圆长轴的夹角（图 5-28）。

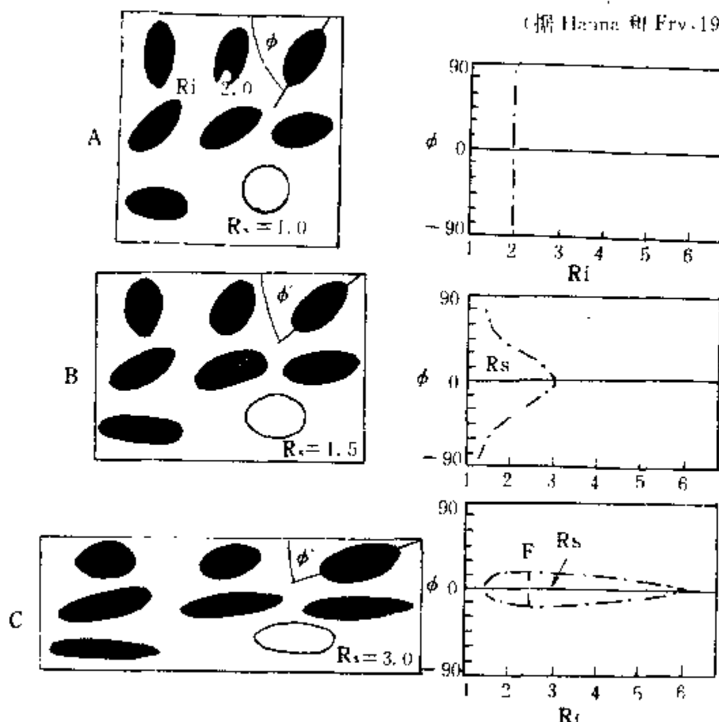


图 5-28 具有初始方向 φ 和轴率 R_i 的一系列椭圆形个体的变形效果
（据 Ramsay，1983）
（F 为一系列椭圆长轴取向范围的最大摆动值）

轴率为 R_i 的初始椭圆均匀变形后仍是椭圆，其最终形态的轴率 R_f 及方位 ϕ 取决于初始椭圆轴率 R_i，初始椭圆长轴与应变椭圆长轴间的夹角 φ，以及应变椭圆轴率 R_s，Ramsay（1967）推导出其间的关系式是：

$$\mathrm{tg}2\varphi'=\frac{2R_s(R_i^2-1)\sin2\varphi}{(R_i^2+1)(R_s^2+1)+(R_i^2-1)(R_s^2+1)\cos2\varphi} \tag{5-15}$$

$$R_f=\sqrt{\frac{\mathrm{tg}^2\varphi'(1+R_i^2\mathrm{tg}^2\varphi-R_s^2(\mathrm{tg}^2\varphi+R_i^2)}{R_s^2\mathrm{tg}^2\varphi'(\mathrm{tg}^2\varphi+R_i^2)-(1+R_i^2\mathrm{tg}^2\varphi)}} \tag{5-16}$$

图 5-28A 表示一组初始椭圆形标志体，其 R_i 相同，为 $R_i=2.0$，但具有不同的 φ 值(左图)，将 φ 值投在右图上即得出沿 $R_i=2.0$ 分布的一条直线。当这一组椭圆经受其应变椭圆长轴与量度 φ' 的参考线平行的应变($R_s=1.5$)后(图 5-28B 左图)，各初始椭圆的轴率和长轴方位均发生了变化，具有新的 R_f 和 φ' 值，将其数值投影在 R_f/φ' 图上即得出图 5-28B 之右图上一条曲线，由于 $R_s<R_i$，其曲线为单峰形式，若 $R_s>R_i$ 则曲线呈圈闭的水滴状，如图 5-28C($R_s=3.0>R_i=2.0$)右图所示，图中之 F 称摆幅，示椭圆长轴的取向范围。

图 5-28 所表示的各初始椭圆的轴率是相等的(均为 $R_i=2.0$)，若各初始椭圆的轴率是不同的，则各个 R_f、φ' 值投影在 R_f/φ' 图上就不成为一条简单的曲线，而是一组点群，将点群分布套投在相应的 R_f/φ' 标准曲线图上(图 5-29，该标准曲线图是根据(5-15)、(5-16)二式绘制的)。

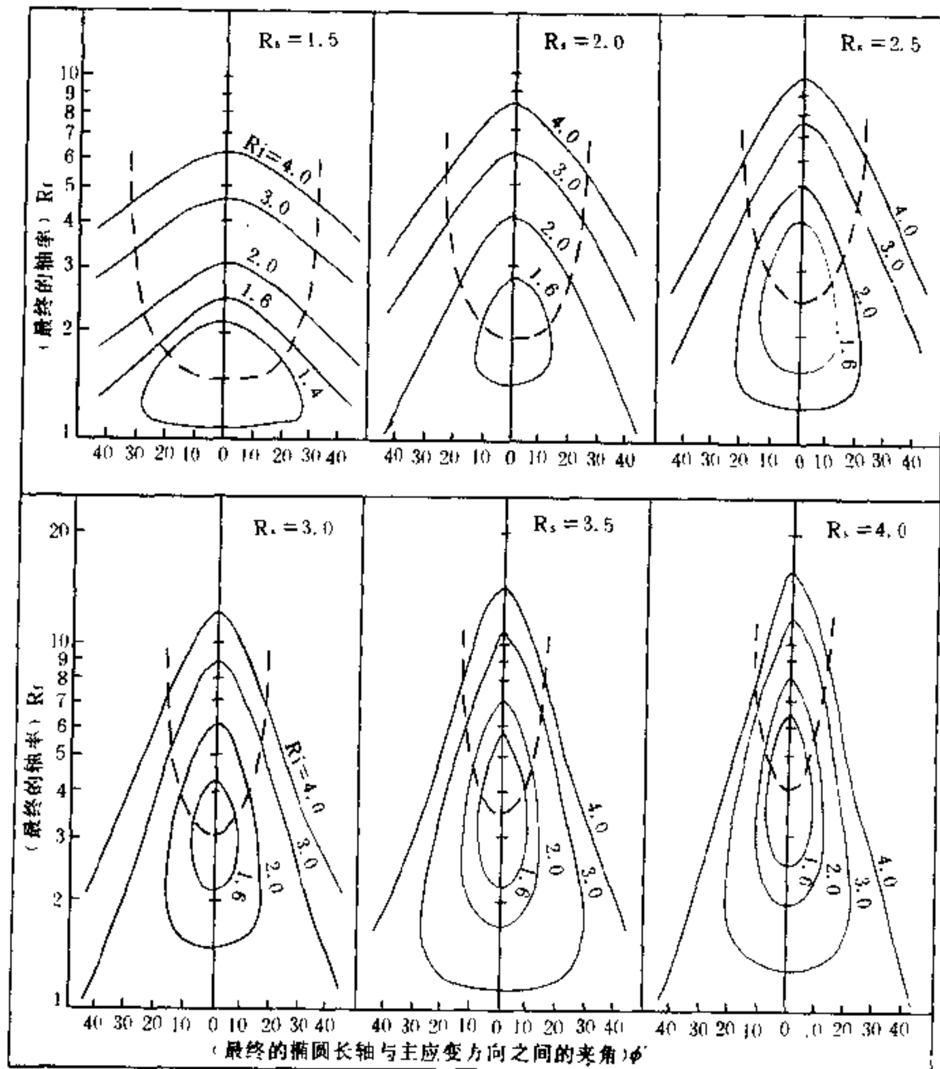


图 5-29 R_f/φ' 标准曲线和 50% 资料线

(据郑亚东等，1985)

(本图的横坐标为 φ')

即可确定其有限应变椭圆的轴率 R_s 和椭圆长轴方位 ϕ。这种方法同样要求初始椭圆长轴取向是随机的，且其与基质间的韧性差不大。为了检验长轴取向是否随机，可利用 50%资料线(图 5-29 各图上的虚线)。如果初始椭圆长轴取向是随机的，那么可按其长轴与应变椭圆长轴间的夹角 φ，以 ±45°为界分成两组，两组出现的概率是相等的，各占实测资料的一半，亦即点群在被 R_f 坐标与 50%资料线所分开的四象限中落入的点数应大致相等。

有限应变测量还可根据二标志线夹角变化、颗粒边界形态变化以及标志点分布的变化等进行测定，郑亚东等(1985)对此有专门论述。

主要参考文献(5)

1. 何永年、林传勇、史兰斌编著，1988，构造岩石学基础，地质出版社。
2. 刘瑞珣编著，1988，显微构造地质学，北京大学出版社。
3. 朱志澄、宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。
4. 郑亚东、常志忠主编，1985，岩石有限应变测量及韧性剪切带，地质出版社。
5. 肖树芳、杨淑碧编，1987，岩体力学，地质出版社。
6. 冯端，1975，金属物理(下册)，科学出版社。
7. Hobbs B. E. et al. ，1976，构造地质学纲要(刘和甫等译，1982)，石油工业出版社。
8. Park R. G. ，1983，构造地质学基础(李东旭等译，1988)，地质出版社。
9. Ramsay J. G. et al. ，1983，现代构造地质学方法(第一卷)(刘瑞珣等译，1991)，地质出版社。
10. Nicolas A. ，1984，构造地质学原理(嵇少丞译，1989)，石油工业出版社。
11. White S. ，1977，Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz Tectonophysics(39).

第六章　影响岩石力学性质及岩石变形的因素

岩石的力学性质并不是固定不变的，主要决定于岩石本身的成分、结构和构造等，但岩石所处的外界地质环境因素，包括围压、温度、溶液和应力作用时间及变形速度等，都对岩石的力学性质以致岩石变形有着明显的影响。本章主要阐述外界因素的影响。

第一节　围　压

地壳岩石的围压（静岩压力）随埋深的增加而增高，两者大体呈线性关系。非均匀的各向压缩能增强岩石的弹、韧性，并提高岩石的强度。通常在地壳表面显示脆性较强的岩石，在地下深处围压较大的条件下可以呈高度的韧性。

岩石在围压作用下力学性质的变化，已有不少实验结果。这些实验结果表明随着围压的提高，岩石逐渐从脆性过渡为韧性。在温度不变的条件下，随着围压的提高，碳酸盐岩石的永久变形明显逐渐增大（图 6-2），且其弹性极限和强度极限的提高很明显。对于不同的矿物也有类似的实验结果，如磁黄铁矿和闪锌矿，前者相对脆性，增大围压的影响主要反映在弹性极限和强度极限的提高；后者相对塑性，提高围压使得矿物的永久变形明显增加（图 6-1）。

围压影响岩石力学性质的原因在于高围压下使晶体凝聚力增大，质点彼此接近，其晶格不易破坏，即不易发生断裂，只能滑移，故表现为塑性变形。

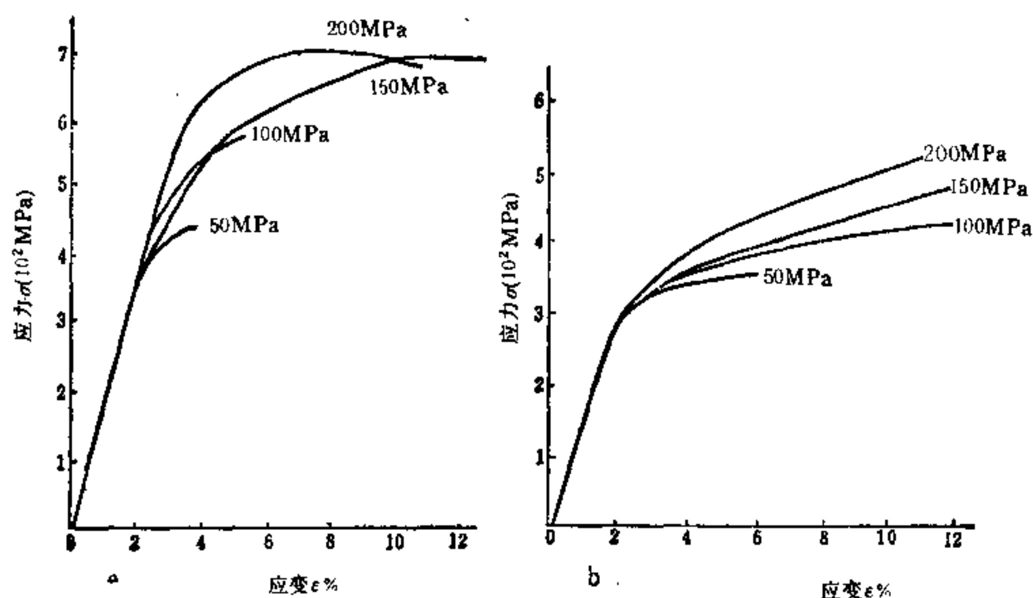


图 6-1　不同围压下矿物的压缩应力-应变曲线图

（据 Bluce，1973）

a—磁黄铁矿；b—闪锌矿

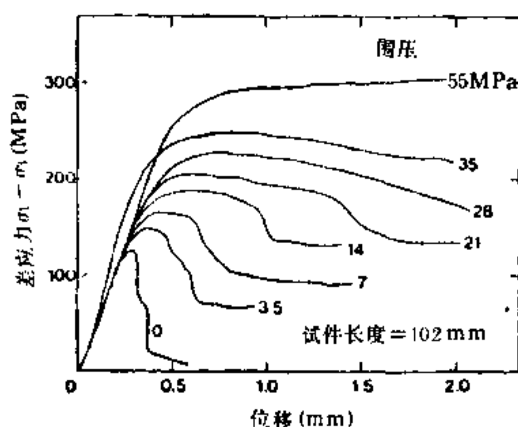


图 6-2　不同围压下大理岩压缩
的应力-应变曲线图
(据 Paterson，1978)

第二节　温　度

随着温度增高，可以使常温常压下脆性的岩石，变得强度降低，弹性减弱，塑性增大，韧性增强，易于变形。也就是说，提高温度，加速了岩石由脆性向韧性的转化。但是，影响的程度随岩性不同有所差异。从总体上讲，对于各种岩石都可以定出一个脆性-韧性转化的围压和温度界限。图 6-3 是几种岩石的脆性-韧性转化实验结果，试验应变率($d\varepsilon/dt$)范围为2×10^{-4}/s至1×10^{-7}/s，由于地壳的应变率为10^{-16}/s，远远小于前者，故地壳中岩石力学特性转化的围压和温度应低于图 6-3 所示的数据。

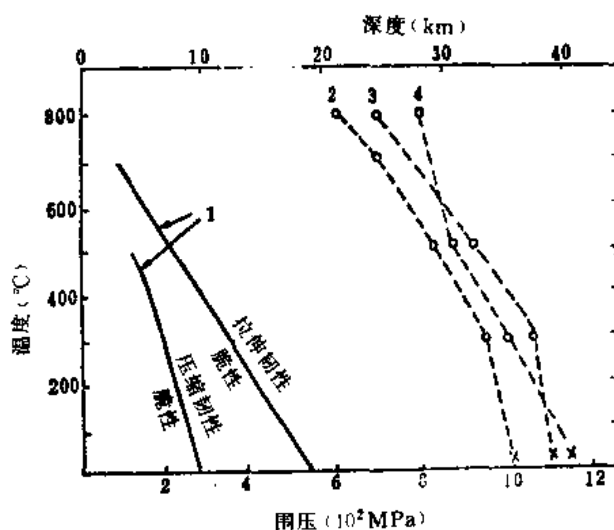


图 6-3　几种岩石在温度和围压作用下的
脆性-韧性的转化
(据王仁等，1981)
1—石灰岩；2—玄武岩；3—花岗岩；4—纯橄榄岩；
O—韧性；X—脆性

矿物同岩石一样，温度升高，弹性极限和抗压强度明显降低，易于形成塑性变形。图 6-4 中的磁黄铁矿和闪锌矿在围压固定，温度从 25℃、100℃、200℃、300℃、400℃到 500℃逐渐升高的情况下，弹性极限等也逐渐降低，并且温度升的越高，降得越快。

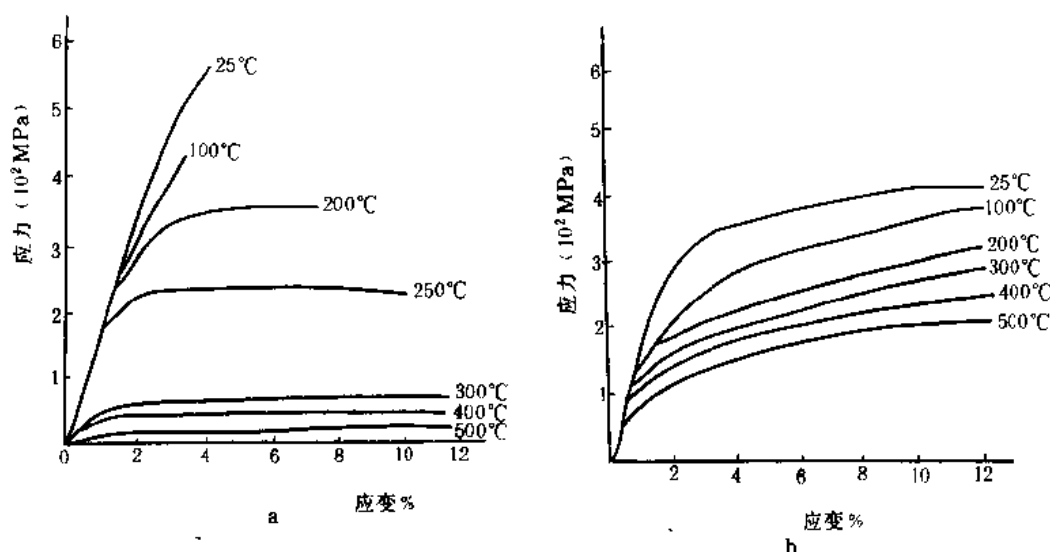


图 6-4 在围压 100MPa 和不同温度作用下磁黄铁矿(a)和闪锌矿(b)的应力-应变曲线

(据 Bruce,1973)

温度影响岩石力学特性的原因在于,随着温度的升高,晶体质点的热运动增强,质点间的凝聚力就减弱,质点容易位移,从而降低了岩石的弹性极限与强度极限,提高了岩石的塑性和韧性。

第三节 溶 液

溶液和水汽能渗入到岩石的内部,引起岩石的力学性质两个方面的变化:一方面是降低了岩石的弹性极限,提高了岩石的塑性,使岩石软化。White(1980)认为孔隙液体有促成剪切软化的作用,从而改变了岩石的力学性质,使之韧性提高;另一方面,在构造应力作用背景下,溶液特别容易促使重结晶作用的产生,造成矿物溶解和新矿物的形成。De Boer(1977)曾明确指出,水是压溶和重结晶的必要条件。

据 Griggs 在围压为 1000MPa 及不同的温度条件下,用大理岩压缩实验的结果表明,在温度条件相同时(150℃),湿性比干性的大理岩更容易发生塑性变形。若使之产生 10%的变形量所需要的压应力,对于干的大理岩是 300MPa,对于湿的大理岩只需要 200MPa 就够了(图 6-5)(据 Griggs,1951)。

表 5-1 列举了岩石在湿性条件下抗压强度不同的降低率,不难看出,湿性条件对抗压强度的影响是非常明显的。

石英在 1400MPa 围压下,干性和湿性两种情况所测得的应力-应变曲线图(图 6-6)中 A～D 条曲线表示在干性条件下,随着温度不断升高,石英的弹性极限依次降低,塑性相应增大。在干性条件下,950℃的曲线应在 C 与 D 之间,但在湿性条件下,950℃曲线 E 却降到曲线 D 之下,说明强度大大降低了。

溶液影响岩石力学性质的原因在于,溶液的加入使分子的活动力加强,由于水具有一定的势能,可以进入晶体结构。对石英来说,就可打破 Si—O 的束缚,使分子间的凝聚力减小,从而降低岩石的强度。

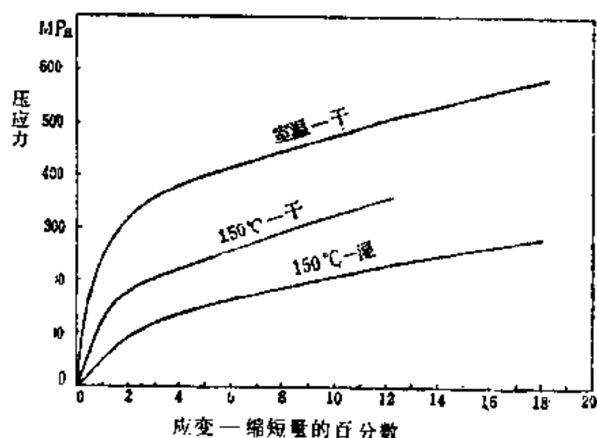


图 6-5　溶液和温度对石英变形影响的应力-应变曲线图

（围压为 1000MPa）

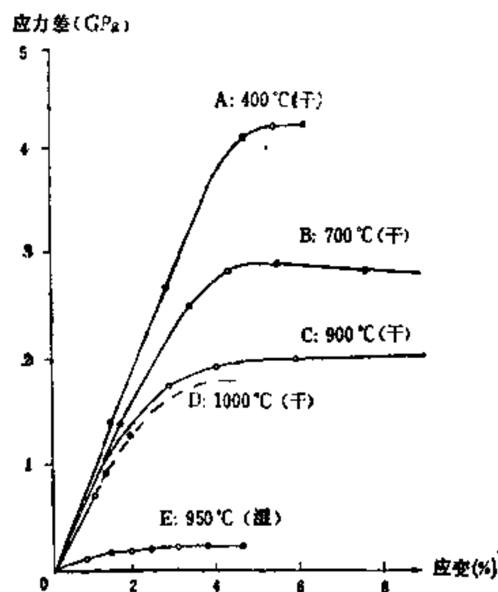


图 6-6　溶液和温度对大理岩变形影响的应力-应变曲线图

（围压为 1400MPa）

表 5-1　湿性条件对岩石抗压强度的影响

岩石名称	干性状态下的抗压强度（MPa）	湿性状态下的抗压强度（MPa）	强度降低率（%）
花岗岩	193～213	162～170	16～20
闪长岩	123.5	108	21.8
煌斑岩	183	141	12
石灰岩	150.2	118.48	21
砾　岩	85.6	54.8	36
砂　岩	87.1	54.07	39
页　岩	52.21	20.39	60

第四节　孔隙压力

在地壳岩石中，常有孔隙流体存在。这种孔隙流体的压力称为孔隙压力或孔隙液压。存在于岩石中的流体可以促进岩石的重结晶作用，并影响岩石的变形。如果不透水层阻挡含水层中的孔隙流体流出，岩石中的孔隙压力就会加大。孔隙压力的存在抵消了部分围压的影响。即有效围压（P_e）为围压（P_c）与孔隙液压（P_p）之差：

$$P_e = P_c - P_p \tag{6-1}$$

因此，孔隙压力的存在也降低了岩石的强度，使得岩石易于发生脆性破坏。关于孔隙压力的影响，在第七、八两章中将进一步说明。

第五节　时　间

一、岩石的粘性

岩石和其他固体一样，在长时间的微小应力作用下，表现出缓慢的，持续的塑性变形，这就是一种流变现象。因此，从流变学角度看来，岩石是在不停的缓慢的流动着。流变是粘性体（液体）的特性。非晶体的流变和液体相似，也是一种粘性体。岩石通常是多晶体的聚合体，室内实验和对构造运动的研究都表明，岩石具有粘性，可发生流变变形。然而它们是并不理想的粘性体。

理想的粘性体（牛顿流体）的流变可用下式表示

$$\tau=\eta\frac{\mathrm{d}\gamma}{\mathrm{d}t}$$

即剪应力 τ 和剪应变的应变速率 $\mathrm{d}\gamma/\mathrm{d}t$ 成正比，比例系数 η 称粘度或粘性系数。若剪应力一定，粘度越大，流动越慢。一般若温度升高粘度降低，流动性就加强。

二、蠕变与松弛

对于具有一定粘性的物质，以不同的应变速率（$\dot{\varepsilon}$）进行实验，其应力-应变曲线是有很大差别的（图 6-7）。若保持应力不变，应变则随时间的增长而逐渐加大，这种现象称蠕变。不同应力作用下的蠕变曲线是不同的（图 6-8）。不同温度条件下的蠕变曲线也不一致（图 6-9）。

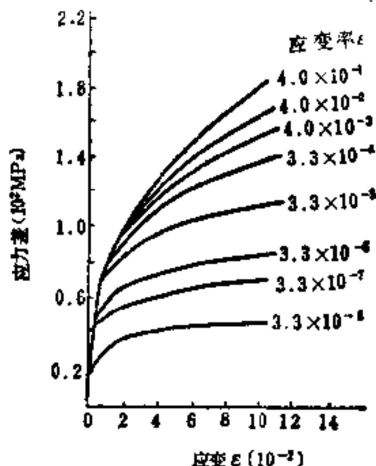


图 6-7　大理石拉伸试验的应变速率影响图
（据 Heard，1963）

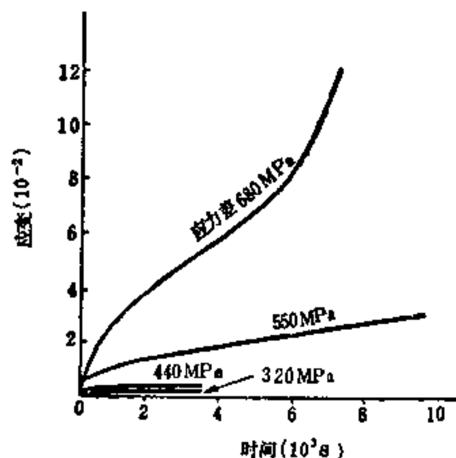


图 6-8　石灰岩压缩试验的蠕变曲线图
（据 Griggs，1936）

蠕变是不可恢复的永久应变。从材料的典型蠕变曲线（图 6-9a）可以看出，总应变 ε 由两部分组成：一部分为弹性应变 ε_1；另一部分为塑性应变 ε_2。典型的蠕变过程可以分三个阶段：第一阶段称过渡蠕变阶段（图 6-9 中的曲线 a 的 AB 段），其应变速率不断减小，达到 B 点时为最小值；第二阶段称稳态蠕变阶段，或定常蠕变阶段，即曲线 a 的 BC 段，其应变速率大致保持一定，这也是应变速率最小的一个阶段；第三阶段为加速蠕变阶段，即曲线 a 的 CD 段，随着时间的增长，其应变速率显著加快，由于试件颈缩的缘故，到达 D 点后试件破坏。

若保持变形不变，而应力随时间的增长逐渐减小，这种现象称为松弛。从典型的松弛曲线图上(图 6-10)可见，松弛过程分两个阶段，第一阶段(即 AB 线段)的应力迅速减小，松弛急剧下降；第二阶段(即 BC 线段)的应力减小速度缓慢，松弛速度逐渐下降，并趋于某一极限值。

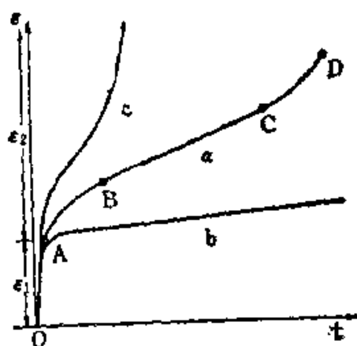


图 6-9　蠕变曲线

a—典型蠕变曲线；b—低温低应力下的蠕变曲线；

c—高温高应力下的蠕变曲线

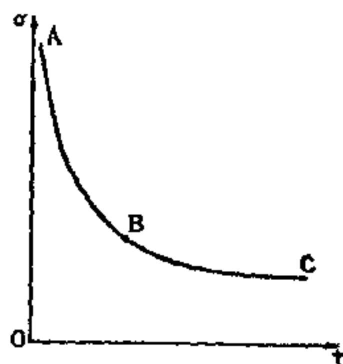


图 6-10　松弛曲线

岩石的粘度较大，在发生流变的场合，它实际表现为弹粘性体，蠕变和松弛现象就是弹粘性体变形的表现，它突出地显示了应力和应变的时间效应。因为这两种现象均与时间有关，实际上同时反映了一种过程，即由于较长时间的缓慢变形而降低了物质的弹性极限，从而降低了粘度。

蠕变和松弛的力学机制可用一个物理模型，即马克思威尔模型来模拟。这个模型是把一个弹性元件(弹簧)和一个粘性元件(在盛有粘性液体的筒中放一个运动的活塞)串联而成(图 6-11)。在同一应力 σ 的作用下，弹性元件发生瞬时弹性应变，随后粘性元件发生粘性应变，总应变即为二者之和。

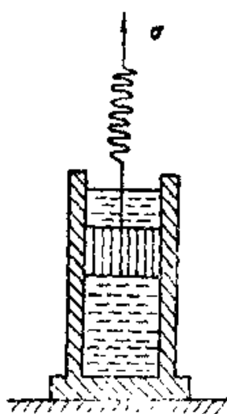


图 6-11　马克思威尔模型

若从开始就保持作用的应力 σ_0 不变，当 $t=0$ 时，粘性元件来不及变形，应变是弹性变形($\varepsilon_0=\frac{\sigma_0}{E}$)。但是随着时间的增加，应力虽然仍旧不变，而粘性元件却发生应变，并逐渐增加，整个模型随之不断变形，这就是蠕变。蠕变时，应力不变，即$\frac{d\sigma}{dt}=0$，总应变的应变速率只与初始应力及粘度有关。

与上述过程相反，若在应变达到一定程度后不再使其发展，而保持应变不变，那么支持这个应变所需的应力将随着时间增长而逐渐减小，这就是松弛。

不论蠕变还是松弛，对于温度的反应都较明显，温度越高，蠕变越快，松弛作用也越快。总之，蠕变和松弛现象是物质在长时间较小应力的作用下，弹性不断降低，弹性变形逐渐减小，永久变形不断增加的过程的反映。由于地质上的岩石变形是在漫长的地质历史时期中发生的，因此蠕变与松弛对于岩石变形的研究尤为重要。在长时间力的作用下，甚至不超过弹性极限的应力也能导致岩石出现永久变形。自然界的岩石无论是地表或地下深处，其塑性变形常常是蠕变的结果。特别是当今对上地幔已展开深入的研究，流变学的探讨就显得更为重要。这个问题已越来越引起广大构造地质学家和岩石流变学家的重视。

表 5-2 概括列出围压、温度、溶液和时间诸因素对岩石物理性质的影响。

表 5-2 各种因素对岩石物理性质的影响

岩石物性 / 影响因素	强度	弹性	塑性	脆性	韧性	刚性	粘性
增大围压	+	+	+	−	+	−	−
增高温度	−	−	+	−	+	−	−
增加溶液	−	−	+	−	+	−	−
长期施力	−	−	+	−	+	−	−

(表中"+"示提高、增强;"−"示降低、减弱)

三、快速施力、缓慢施力与重复施力对岩石变形的影响

(一) 快速施力与缓慢施力

快速施力,可加快岩石变形速度,降低岩石的塑性,使塑性变形阶段缩短,甚至完全没有,表现为脆性变形。反之,缓慢施力,会提高岩石的塑性,则脆性物质也能表现出显著的塑性变形,抗剪强度相对降低,易于剪裂。

岩石受到长时间力的缓慢作用,质点就会有充分时间进行重新排列,而变形也有充分时间固定下来,于是产生永久变形。当快速变形时,质点来不及重新排列,就产生破裂,尤其易于产生张破裂。

(二) 重复施力

岩石重复施力,即使作用力不大,也能使岩石破裂。图 6-12 表示一种金属破裂时的应力与发生破裂所需加力次数之间的关系。由图上可见,当力的作用次数增加时,破裂时的应力就降低,及至降低到图上曲线呈水平状态,这时应力代表物体重复受力情况下发生破裂的最低限度,称为疲劳极限或耐力极限,低于该极限的应力,即使物体受力次数再多,也不能使其破裂。

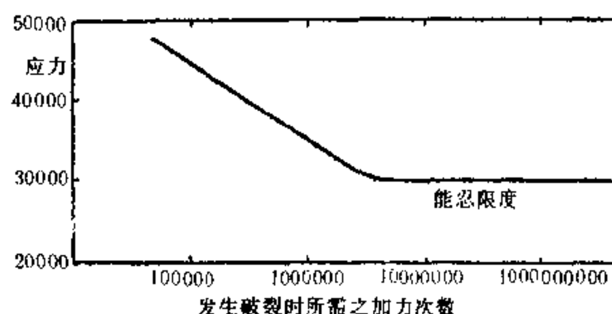


图 6-12 一种金属的耐力曲线

(据 Billings,1972)(应力单位为磅/英寸²)

主要参考文献(6)

1. 王仁,1981,地学中的岩石力学研究,岩石力学的理论与实践(陶振宇主编),水利出版社。

2. 朱志澄、宋鸿林主编,1990,构造地质学,中国地质大学出版社。

3. Paterson M. S.,1978,实验岩石形变——脆性域(张崇寿等译,1982),地质出版社。

4. Bruce R. C. ,1973,Sulfide Deformation Studies:I. Experimental Deformation of Pyrrhotite and Sphalerite to 2000 Bars and 500°C,Economic Geology,(68).
5. De Boer B. R. ,1977,Pressure solution:Theory and Experiments, Teotonophysics(39).
6. Griggs D. T. ,1936,Deformation of rocks under high confining pressure, J. Geol. (44).
7. White S. H. ,1980,On mylonite in ductile shear zones,J. Struct. Geol. ,(2).

第七章　节理成因分析

第一节　张节理与剪节理

节理是岩石受力而产生的一种脆性破裂构造。按照节理形成时所受力的性质和节理形成时两侧岩块相对微小位移趋势的性质，可将节理分为张节理和剪节理。材料受力而破坏时，表现为张裂与剪裂两种方式，张节理与剪节理正好与这两种脆性破坏方式相对应。

一、张节理

张节理是由张应力作用而产生的节理，其方位垂直于主张应力、或平行于主压应力；两侧岩块在垂直于节理面的方向上有微量相背离的位移。在三轴应力状态中，张节理面与 σ_1-σ_2 面平行，与应变椭球 YZ 面平行。

（一）张节理的形成与主应力的关系

实验和野外观察表明，在以下情况下均可形成张节理。

(1) 岩石受到拉伸时，岩体中主张应力超过岩石的抗张强度，按最大张应力理论，在与主张应力垂直的面裂开，形成张节理。

(2) 岩石在一个方向上受压，并在此方向上缩短，按泊松效应，在与主压应力垂直的横向上应当伸长。当横向伸长超过一定限度时，按最大线应变理论，岩石裂开，形成与岩石受压方向相平行的张节理。

(3) 岩石受到剪切，就等于在与剪切方向大致相交45°的方向上受到拉伸(图 7-1 中的 AA' 方向)，在与拉伸相垂直的方向(图 7-1 中的 CC' 方向)即可产生张节理。这种张节理常在剪切带中或断层面两侧呈雁行排列，称为羽状张节理。

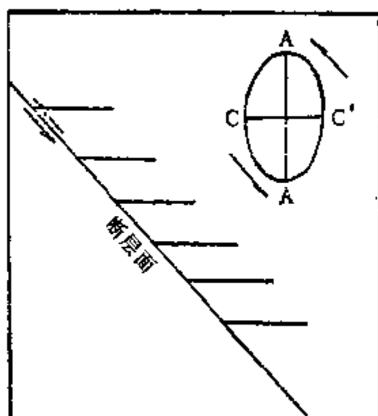


图 7-1　羽状张节理的形成条件
(引自 Billings，1972)

（二）张节理形成的最大深度

岩石所受静岩压力随着深度增加而加大，静岩压力愈大，张节理就愈难产生；由于地下水、石油、天然气，甚至一些成矿溶液均可存留在张节理中，因此估算一个地区张节理产生的极限深度具有重要的实际意义。可以估算张节理的极限深度的情况有两种：

(1) 考虑一种岩石有一定的抗张强度和一定破坏应力圆的包络线(图 7-2)。设 σ_1 为上覆岩体重力所产生，那么在岩石产生张节理之前的应力状态必然是在图中稳定区内的应力圆，而通过图中 A 点可以作的与包络线相切的最大的应力圆的 σ_1(图中 $\sigma_1=80$MPa)就是形成张节理最大深度的上覆岩体的重力。图 7-2 示干燥的辉绿岩，其张节理的最大形成深度是 2.7km。霍布斯等(1976)认为由于这一方法不能估计自然缓慢受力过程中与时间有关的软化效应，所以对临界深度的估计是过大了。

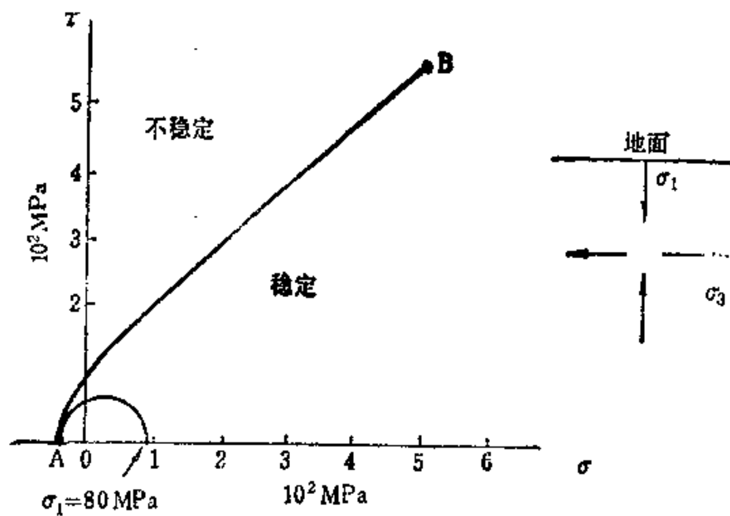


图 7-2 估计辉绿岩中张节理形成最大深度的方法(设 σ_1 直立)

(据 Hobbs et al.,1976)

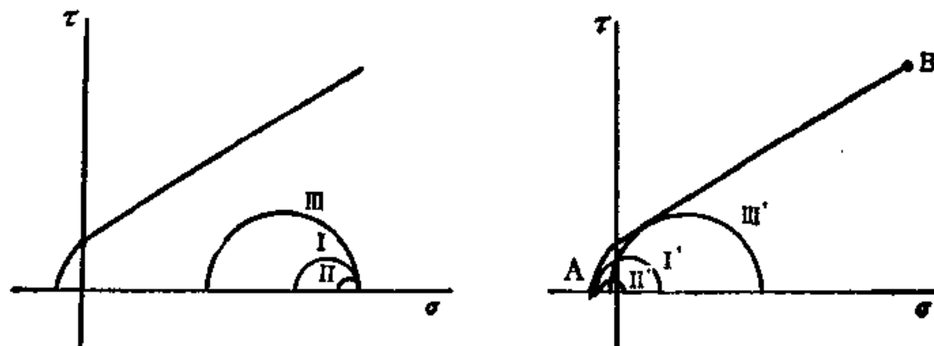


图 7-3 在孔隙压力作用下张节理产生的条件

(据 Hobbs et al.,1976)

由圆Ⅰ变为圆Ⅰ',产生张节理,由圆Ⅱ变为圆Ⅱ',无张节理形成;

由圆Ⅲ变为Ⅲ'产生剪节理,也无张节理形成

(2) 在 σ_3 为压应力情况下,若应力差($\sigma_1-\sigma_3$)数值适当,一定的孔隙压力的存在同样会使岩石产生张节理,而且其深度似乎是不受限制的。图 7-3 中圆Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ代表不同的实际应力状态,它们具有不同的($\sigma_1-\sigma_3$)值,Ⅰ'、Ⅱ'、Ⅲ'是在有一定的孔隙压力的情况下,由Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ应力状态转化而来的有效应力状态。因为孔隙压力是一种液压,它能抵消任何面上与它本身相等的那一部分压应力。如图 7-4 所示,在孔隙压力的作用下,原应力圆Ⅰ圆周的每一点正应力坐标值都减小一个 P 值,就等于把圆Ⅰ沿 σ_N 坐标轴向左平移一个 P 值而成为圆Ⅱ。这个圆Ⅱ就是有效应力圆。在图 7-4 中本来圆Ⅰ在包络线以下,与包络线不相接触,受到孔隙压力作用产生的有效应力圆就与包络线相切,从而产生剪裂。在图 7-3 中,圆Ⅰ因孔隙压力 $P=0.80\sigma_1$,变为圆Ⅰ'与包络线相切于 A 点(岩石的抗张强度),产生张裂。圆Ⅱ在 $P=1.0\sigma_1$ 的情况下变为Ⅱ',仍与包络线不接触,故不产生破裂。圆Ⅲ无需很大的孔隙压力,即与包络线相切于 AB 之间的一点,因而也不产生张裂,而只有剪裂。在川东一些钻孔的 4000~5000m 深处的岩心中可以见到张节理的事实就说明张节理的确可以在较大的深度下形成。

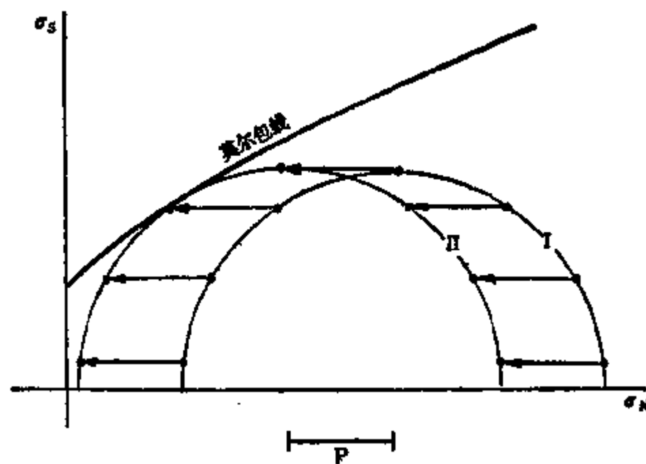


图 7-4 孔隙压力为零的应力状态(Ⅰ)与孔隙压力为 P 的有效应力状态(Ⅱ)的关系
(据 Hobbs et. al.,1976)

二、剪 节 理

剪节理是由于剪应力作用而形成的节理,其两侧岩块沿节理面有微小剪切位移,或有剪切位移的趋势,其位移的方向与 σ_2 垂直。剪节理是与 σ_2 平行,与 σ_1、σ_3 呈一定的夹角的方位上发育的(图 7-5)。

(一) 剪节理的形成机制

剪节理是由共轭剪切而发展而成的。因此,剪节理常成对出现。按照库伦莫尔理论,剪节理与 σ_1 之间的夹角恒小于 45°,即等于 45°减去二分之一内摩擦角(见(5-11)式)。图 7-6 表明,只在抗剪力与剪应力相等的面上(图 7-6 中曲线上 P 点)才可以发育剪节理。在与 σ_1 夹角(θ)为 0°的面上,抗剪力最小。根据(5-8)、(6-1)二式得之公式 $\tau=\tau_0+\mu(\sigma-P)$(式中 τ_0 为抗剪力,μ 为内摩擦系数,σ 为切面上的压应力,P 为孔隙压力)可知,随着 θ 从 0°到 90°不断增加,抗剪力也不断增加。因上式中 τ_0、μ 和 P 为常数,τ 由 σ 决定。由应力分析得知 θ 从 0°到 90°各切面上,σ 是 180°到 360°位相的余弦曲线。因此 τ 也是从 180°到 360°位相的余弦曲线,全为正斜率(图 7-6 中的实线)。由应力分析可知,θ 为 0°时,截面上的剪应力为零;在 θ 从 0°到 90°的过程中,各截面上的剪应力是一段自 0°开始到 180°位相的正弦曲线。这种曲线是对称的,曲率在 $\theta=45°$之前为正;在 $\theta=45°$之后为负(图 7-6 中的虚线)。因此,抗剪力曲线与剪应力曲线必在$\theta<45°$的位置相切,这也就是剪节理发生的位置。

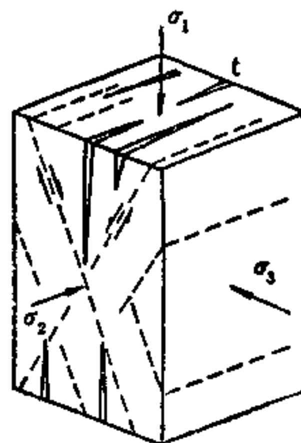


图 7-5 剪节理(虚线)及张节理(t)与 σ_1、σ_2、σ_3 的关系
(据 Wilson,1982)

(二) 剪节理剪切动向的确定

剪节理都具有一定的剪切动向,有些节理可以通过被其穿过的细脉、花岗岩中的包体及析离体等的微小错动观察其动向,也有一些剪节理两侧相对位移不明显,不能直接测得其剪切动向,可利用第三章中所介绍的羽列构造判别其剪切动向或剪切趋势(潜动向)(图 3-5)。

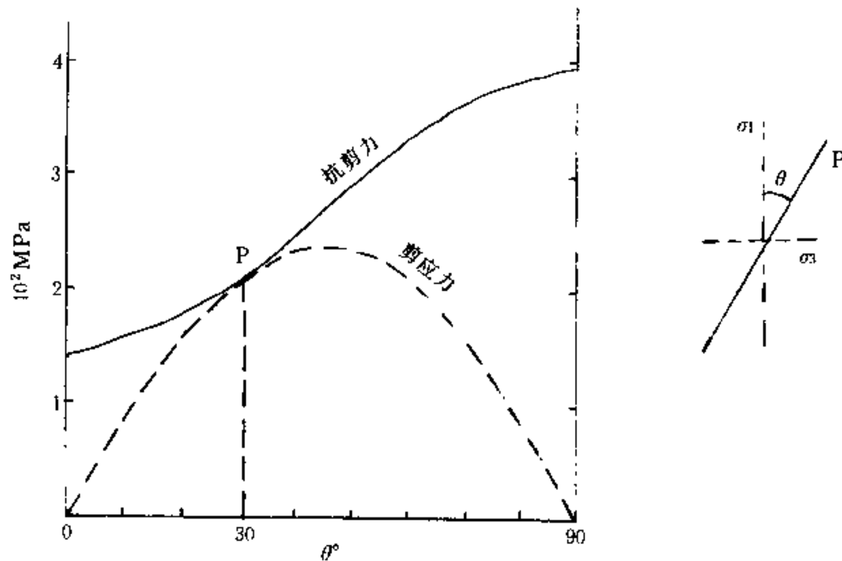


图 7-6 由索伦霍芬灰岩的实验所求得的抗剪力与剪应力曲线

$\tau_0=105$MPa，$\mu=0.53$，$P=0$，剪裂发生时 σ_1 和 σ_3 分别为 550MPa 和 75MPa

（据 Hobbs et al.，1976）

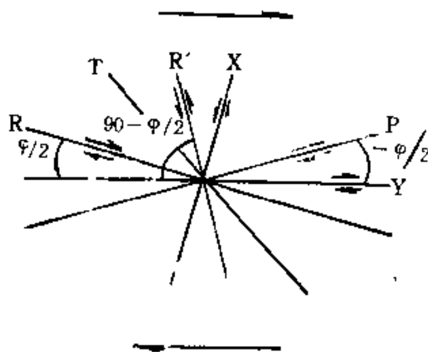


图 7-7 脆性剪裂面附近的次级裂面

（据 Bartlett et al.，1981）

包括剪节理在内的脆性剪裂面附近或脆性剪切带内可能发育一整套次级破裂面，即 R 面、R'面、T 面、X 面、P 面（图 7-7）。R 面、R'面和 T 面由库伦-莫尔破裂准则可以很好解释，它们是主剪面（Y 面）相对滑动时派生的次级应力场所产生的一对次级剪裂面（R 和 R' 面）和张裂面（T 面），这些裂面明显受内摩擦角控制。所以，R 面与 Y 面夹角为 $\varphi/2$（φ 为内摩擦角）；R'面与 Y 面夹角为 $90-\varphi/2$；T 面与 Y 面夹角为 45°。R 面与 Y 面的旋向相同，为同旋向剪面；R'面与 Y 面旋向相反，为反旋向剪面。对于 Y 面而言，P 面与 R 面对称，为同旋向；X 面与 R'面对称，为反旋向。P 面与 X 面的成因尚无满意解释，可能是主剪面滑动过程中急剧的反向运动所造成（Bartlett et al.，1981）。P 面及 R 面与 Y 面所交的锐角指向正好相反。Garmond（1983）研究发现纤维晶体平行 P 面生长，故纤维晶体及 P 面与 Y 面的锐交角的指向主剪面对盘相对运动的方向，这一点在利用次级裂面研究剪节理的动向时应予注意。一般来说，在剪节理附近则主要发育 R 面、T 面、R'面。R 面就是主剪面旁侧的羽列面。野外经常利用羽列面与主剪面锐交角指向本盘动向这一特征确定剪节理剪切动向。

第二节 节理力学性质的复合

在自然界中，节理除去上述张节理和剪节理外，还存在着一些复杂的现象，表现在同一次构造变形过程中同一节理具有拉张和剪切两种力学性质的复合。下面列举两种复合的现象。再进一步分析其成因。

一、节理力学性质的复合现象

(1) 在一些由纤维状方解石、石膏或石英充填的节理中,可以见到矿物的纤维方向与节理壁斜交,有时纤维是弯曲的。由于这些矿物纤维趋向于顺着节理两盘相对运动的方向而生长,因此,所有充填矿物纤维与节理壁斜交的现象都表明了节理两壁的相对运动兼有剪切和拉伸的分量,而显示了节理的剪性与张性的复合性质。而且,矿物纤维方向有变化,还可以根据变化情况,测定节理两壁剪切与拉伸两种运动分量的大小随时间的变化。图 7-8 为由方解石脉充填的节理所显示的右行剪切与张性两种力学性质复合的实例,该例显示运动的初期(b 图)和末期(d 图)张性运动分量大;运动中期(c 图)右行剪切分量大的特点(见图右侧运动矢量三角形分解图)。

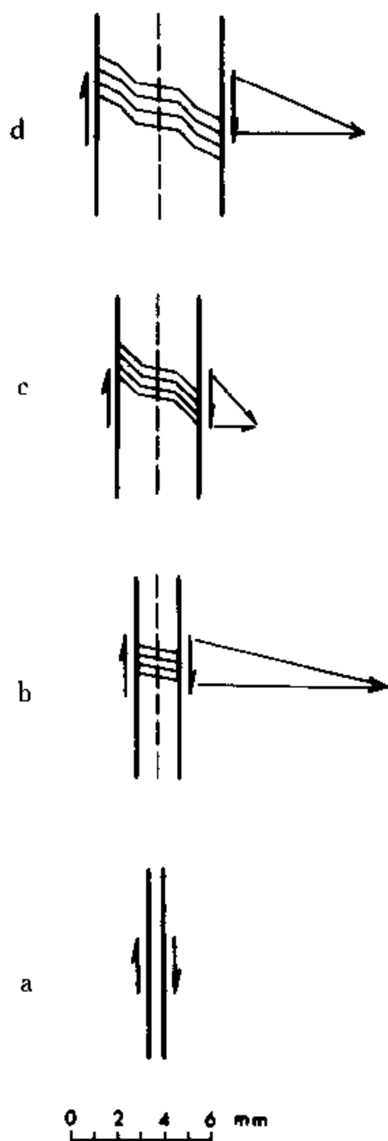


图 7-8 南天山东段泥盆系砂岩中的右行剪切-张性复合节理的方解石脉
a 为节理发育初始位置,
b、c、d 为方解石脉充填的早晚顺序

(2) 剪节理面上有时可以观察到羽饰构造,这表明剪节理还兼有张裂作用的性质。羽饰构造一般出现在均一的细粒碎屑岩石中,如粉砂岩,凝灰岩等。有羽饰构造的节理可以分出主节理面和边饰带(图 7-9),后者由边部节理(又称缘面)和横切节理(又称陡坎)组成。在主节理面和边部节理面上都有由羽轴和向两侧辐散弯曲纹所组成的羽饰,羽饰辐散开来的方向也就是裂面形成时扩展的方向。边部节理与主节理面并不平行,有一很小的锐夹角,此锐夹角指向裂面扩展前进的相反方向。有时主节理面上还有贝壳状弯曲纹,其凸出方向也是裂面扩展的方向(上述各种纹饰在打击断开的玻璃断口上也可以看到),这显然说明它们是张裂的一种表现,然而它们又出现在剪节理面上,这就表明这种节理面兼有张性和剪性的特征。

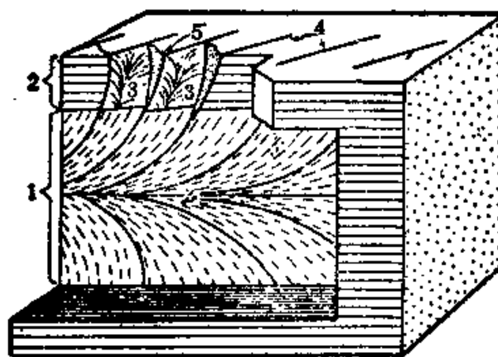


图 7-9 羽饰构造示意图
(据 Hodgson,1961)
1—主节理面;2—边饰带;3—羽饰;
4—边部节理;5—横切节理

二、节理力学性质复合的成因分析

(1) 当岩体中一对共轭剪节理同时发育,但其中

一组的运动占主导时，另一组节理就会出现剪切与拉张的复合现象。图 7-10 中 a 组为右行剪节理，其运动占主导地位，因而造成 b 组节理具有剪切与拉张两种力学性质的复合。含有与节理壁斜交的纤维状矿物的节理脉可能由这一种方式形成。

（2）在单剪变形中所产生的一组同旋向剪切理，由于递进变形，其位置逐渐接近局部应力场的 σ_1 方向，因而逐渐由剪切的性质变为剪切又兼有张裂的性质（图 7-11）。一些节理中充填矿物纤维与节理壁交角逐渐变化的现象就是由于递进应变造成的。

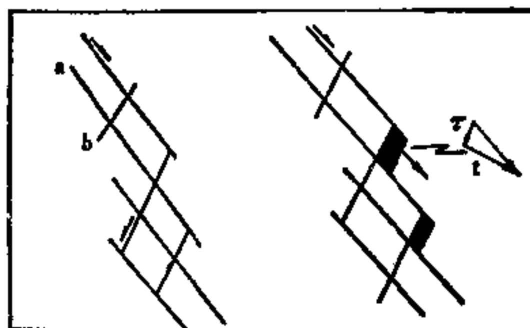


图 7-10　共轭节理的不均匀剪切运动造成的节理性质的复合

（3）戴维斯（Davis）进行的高能量冲裂实验表明，在强大轴向压力下，先生成与主压应力呈 45°交角的微细剪节理，之后在这些小节理末端张应力集中，节理迅速延展形成劈开式的破裂，最后由于能量耗尽，再变为剪切破裂。这一实验反映了裂面形成过程中剪应力-张应力-剪应力的交替作用，或可能是剪应力与张应力在整个过程中的复合作用。微细节理末端张应力的集中可由格里菲斯理论得到解释，剪节理面上羽饰构造的产生由戴维斯的实验也能得到说明。

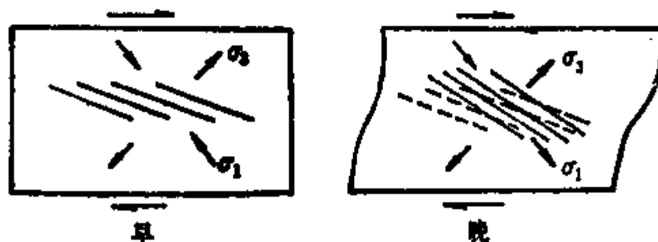


图 7-11　单剪递进变形所造成的节理性质的复合

（σ_1、σ_3 为局部应力场的主应力，右图虚线为同旋向剪节理原来的位置实线为旋转后同旋向剪兼张节理的位置）

（4）Syme-Gash（1971）详细考察了节理面上的羽饰构造，也认为这种常见于剪节理上的构造的形成过程中有张应力的参与。他从应力脉冲引起应力干涉的观点出发，阐述了羽饰构造发育机制及其经历如下：①应力积累，直到岩石开始破坏；②由于最初的破坏而发生应力脉冲；③由于反射界面的作用，应力波发生干涉，产生定向微节理，导致主节理前方软弱带的形成；④随着这些软弱带的裂开（就是羽饰构造的纹饰），以及裂面的延展又引起新的应力脉冲和微节理的形成。

第三节　节理的组和系

一、节理组、系的划分

在一定的构造应力作用下，节理常常成群出现，形成一定的系统。构造地质学者广泛地采用了节理组和节理系的术语来记录和描述这些节理系统。

凡在同时、同应力作用下产生的性质相同产状大体一致的节理群，称为一个节理组。同一

节理组的节理可以是简单的平行排列。构成一个与该组节理总体产状相同延伸的节理带，这就是平行型节理组。非旋转变形所产生的剪节理组或张节理组一般都是平行型的。同一组节理也可以相互平行，但作雁行排列，即一组节理分布带的总体延长方向与节理的总体产状并不一致，单个节理之间呈有规律的偏斜。在旋转变形或剪切变形中产生的剪节理组或张节理组都具雁行排列的特点，即形成斜列型节理组。在平面上，斜列型节理组常用右列和左列进行描述，若顺着一条节理走向向前追索，前方的另一条节理出现在右侧，称为右列斜列，简称右列；若前方另一条节理出现在左侧时则称为左列斜列，简称为左列（图 7-12，注意与图 3-5 的区别）。这种斜列的命名方式，也适应于斜列的断层和褶皱。



图 7-12 斜列型构造排列型式
左图为右列斜列
右图为左列斜列

凡是同时、同应力作用下产生的性质相同的两个或两个以上的节理组，或者，在某种应力方式作用下形成的、其产状作有规律变化的节理群均称为节理系。按其排列方式有共轭剪节理系（简称共轭节理系或 X 型节理系）、环状节理系、放射状节理系等。

环状与放射状节理系常出现在火山颈、柱状浅成或超浅成侵入体、穹隆或构造盆地等近等轴状褶皱构造周围，其产生的应力条件是 σ_1 呈直立或近直立状态，σ_3 呈放射状或环状分布。这种节理的性质一般为张性。

二、共轭节理系及其鉴别

（一）共轭节理系与主应力轴的相互关系

共轭节理系是在同一时期，由同一方式的动力作用产生的共轭剪应力形成的两组节理交织而成。两组剪节理的剪切动向正好相反。它们与主应力轴的关系是，两组剪节理的交线平行于 σ_2，两组剪节理的夹角分别为 σ_1、σ_3 所平分。若以应变椭球而言，两组剪节理的交线平行于椭球的中间轴（Y 轴），两组剪节理的夹角分别被椭球的短轴（Z 轴）与长轴（X 轴）所平分。

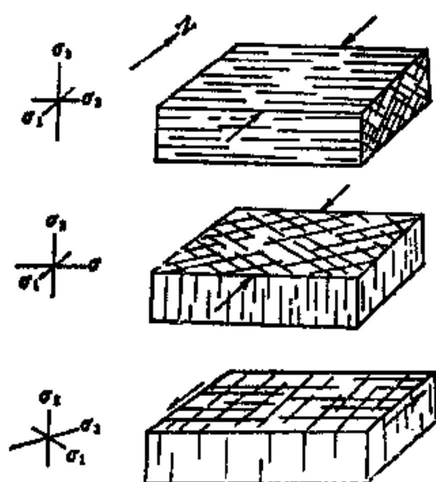


图 7-13 共轭剪节理与主应力轴相互关系示意图

共轭节理在纯剪或单剪应力状态下均可发育，其与主应力轴的关系也均相同。图 7-13 上图与中图为纯剪应力状态下产生的共轭节理，但二者的 σ_2 方位不同，因此两组节理交叉的“X”型式出现的截面方位也不同，图 7-13 上图 σ_2 水平，X 型式出现在剖面上；中图 σ_2 直立，X 型式出现在平面上。图 7-13 下图为单剪应力状态下产生的共轭节理，因系平面剪切，故 σ_2 直立，两组节理在平面上呈现网格交叉状。

（二）共轭节理的鉴别

共轭节理是常见的一种节理系，不仅在褶皱与断层发育地区可以见到共轭节理，而且在褶皱与断层发育不好的缓倾斜岩层地区也可见到。由于共轭节理与主应力轴有着确定的关系，

因此，利用对共轭节理及其剪切旋向的分析，可以恢复局部或区域构造应力场。但是，并非任何交叉的两组节理都是共轭节理，因此在分析之前必须准确鉴别它们是否具有共轭关系。

下面简述几种鉴别方法。

(1) 相反的剪切旋向(图 7-14a)。两组节理具有相反的剪切旋向是共轭关系的一个重要证据，相向运动的二象限为 σ_1 方位，相背运动的二象限为 σ_3 方位。它们与主应力轴或主应变轴所要求的旋向相协调。

(2) 相向运动二象限尖端的钝化现象(图 7-14b)。包含 σ_1 的二象限，由于其相向运动的挤压，使得二象限的尖端被挤平而钝化，这种现象是表明共轭关系的可靠证据。

(3) 两组节理的反旋向互切现象(图 7-15)。两组节理互相切割，但都保持自己的旋向，这说明它们是同时发育的，这种现象是两组节理具有共轭关系的可靠证据。在实际工作中，可根据其旋向找出 σ_1 与 σ_3 的方位。

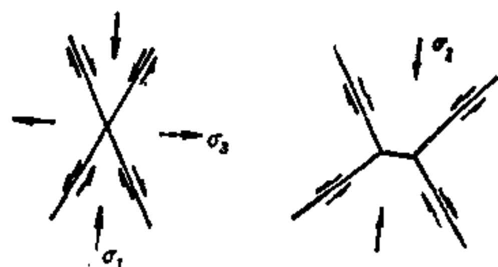


图 7-14 共轭节理运动的协调性(a)
与共轭节理的钝化现象(b)

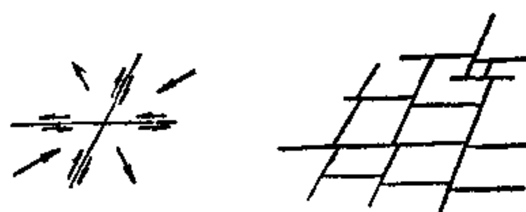


图 7-15 两组共轭剪节理的互切

(4) 共轭节理的尾部常具有折尾、分叉等现象，在节理交接处，常构成菱形结环(见图 3-6)。在这种现象中，σ_1、σ_3 位置仍应依据各组节理的剪切旋向的分析来确定，而不能简单地以两组节理的锐夹角当作包含 σ_1 的象限和钝夹角当作包含 σ_3 的象限。

(5) 构成锯齿状张节理的两个折线状相连的节理常呈共轭关系，且其延伸方向平行于 σ 。

第四节 节理的间距和密度

经验表明，同一种节理在一定范围内有一定的距离，有时还表现出大体相等的间距，即所谓节理的等距性。同时，一种节理又往往密集成带，带与带之间又有一定间距。再者，在褶皱、断层的不同构造部位，节理的密度又有所不同。在褶皱的枢纽带或局部弯曲较大部分，岩层曲率较大，节理就比较密集。四川石油地质工作者利用地震反射界面曲率资料，指导节理天然气勘探，取得了成效。在寻找裂隙水和裂隙油气藏时，地质工作者需要找出节理密度大的地段。相反，在工程地质调查中，则希望找出节理密度小的地段。另外，研究节理间距对于认识岩石脆性破裂机制也有重要的理论意义。目前只能定性地认识影响节理间距大小或节理密度的一些影响因素，这些影响因素有以下几种：

(1) 岩石的力学性质　岩石强度高的，节理发育比较稀疏，反之，节理密度就大。

(2) 岩层的厚度　同一种岩层，厚度大者，节理稀疏，厚度小的，节理密度大些。

(3) 应力的强弱　应力作用强，节理密度大，反之，节理稀疏。

（4） 褶皱断层等构造边界条件所引起的应力集中　在应力集中处，节理发育密集，反之，节理稀疏。

由于自然条件的复杂，上述各因素与节理密度的函数关系尚未完整建立起来；对于节理的等间距性问题，目前有两种理论模式。

（1） 饱和模式　这种模式认为在变形材料中各个破裂先后形成，但在一个已形成的破裂构造的最近距离内不可能产生新的破裂，这个过程发展下去便使一定范围内岩体的各可能的位置都被节理占据为止。因此，各相邻破裂之间就保持着一定区间的大致相等的间距。

（2） 传播模式　即由于材料的非均匀性先产生一个破裂，早生成的破裂激发了邻近的一定距离产生新的破裂。这个过程继续下去就形成了一条又一条新的等间距的破裂（Cobbold and Ferguson，1979）。

对于水文工程地质及油气田构造的研究，除需节理密度资料外，还要考虑节理的壁距，用以估计岩石可容纳流体的空间。统计节理壁距，可以求出节理缝隙度（g）：$g=ut$，式中 u 为垂直于节理走向一米距离内的节理数；t 为平均节理壁距。g 愈大，岩石储集流体的空间愈大。

第五节　节理的观测和统计

一、节理的观察

从表面看来节理是一种比较单调的构造，但在不同空间与不同的构造部位，节理的性质、方位、密度等则存在着一定差别。因此，为了认识一个地区节理的特征，必须根据工作的目的与要求，选择节理发育良好的地点，在各种构造的不同部位，系统地进行观察和记录，其内容主要包括节理所在的地层的产状、岩性、厚度；节理所在褶皱或断层的构造部位；节理的性质；节理的组、系归属及其产状；节理的密度及节理中的充填物等。为了掌握节理发育的区域性特征要注意区别不同时代、不同性质的节理，也不要被局部的节理特征所迷惑甚至错当作区域性特征。

二、节理的测量和室内资料整理

由于节理规模一般较小、数量较大，同一组中各条节理的产状又不尽相同，所以在观测中须大量测量和统计节理产状，以求得具有区域代表性的统计产状（或优势产状）。在野外观测中，还必须注意确定节理的性质，划分好组、系，然后分组逐条进行测量统计。

为了达到统计的目的，测点面积的大小须视节理的密度而定。一般情况下一组节理测到五六十条产状就可以有较好的统计效果。

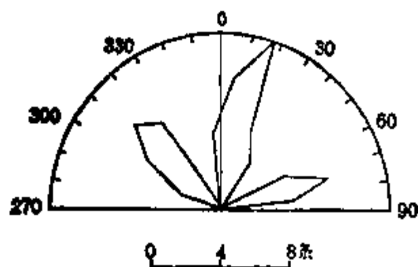


图 7-16　节理走向玫瑰图

室内资料整理按不同要求可编绘两类图件。一类是节理玫瑰图，一类是赤平投影图。在工程地质研究中，最关心的是节理的产状和密度，因此，常用节理玫瑰图。节理玫瑰图分走向和倾向两种。

节理走向玫瑰图　这种图专门表现节理的走向分布。在一半圆周上画 0°～90°和 0°～270°的方位辐射线，玫瑰花瓣的半径长度表示各走向区间的节理条数。如图 7-16 表示有 305°～330°、350°～30°和 60°～80°走向区间的三组节理，其中又以走向为 10°～

20°、310°～320°和70°～80°的节理最为发育。这种图表现倾斜较陡的节理比较合适。必要时也可以用不同的花纹或颜色在节理走向玫瑰图上表示出不同性质的节理。

节理倾斜玫瑰图　这是根据节理的倾向和倾角来编制的。倾向只简单地分为NE、NW、SE、SW四个象限，每一象限的0°～90°代表倾角，半径长短代表节理条数的多少。

赤平投影网可以准确表示节理产状，也便於求出节理组的统计产状。一般首先把节理的法线投影到等积网上，成为极点图(图7-17)。然后用密度计测出等积网上各点的极点密度。最后用插入法绘出节理密度百分比等值线图，从而由极密求出每组节理的统计产状。节理极点图也可以在吴氏网上作，再用普罗宁网求各点节理密度，最后作出吴氏网上的节理密度等值线图(作图方法见本书的有关实验)。用计算机求节理极密的优势产状，其效果较好。

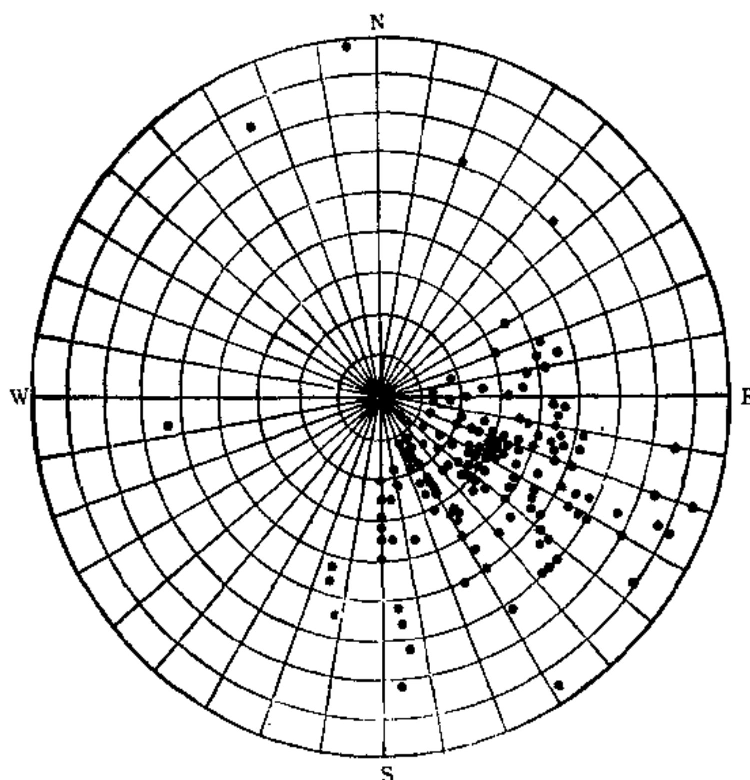


图7-17　节理极点图

(据Billings，1972)

主要参考文献(7)

1. Hobbs B. E., et al., 1976, 构造地质学纲要(刘和甫等译, 1982), 石油工业出版社。

2. Bartlett W. L., Friedman M., Logan J. M., 1981, Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, part lx, Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics(79), 255～277.

3. Billings M. P., 1972, Structural Geology, 3rd. ed., Prentice-Hall, Ine. Englewood Cliffs, New Jersey.

4. Cobbold P. R., Ferguson C. C., 1979, Description and origin of spatial periodicity in tectonic strurctures; Report on a Tectonic Studies Group Conference, J. Struct Geol. (1-1), 93～37.

5. Gamond J. F., 1983, Displacement features associated with fault zone; a comparison between observed examples and experimental models, J. Struct. Geol. (5-1), 33～45.

6. Hodgson R. A. , 1961, Classification of structures on joint surfaces, Am. J. Sci. (259), 439～502.
7. Johnson A. M. , 1970, Physical processes in geology, W. H. Freeman & Co. , San Francisco .
8. Syme-Gash, 1971, A study of surface features relating to brittle and semi-brittle feature, Tectonophysics (12-5), 349～392.

第八章　断层成因分析

断裂两盘沿断裂面有明显的剪切滑动乃是一切断层的共有特征，也是形成断层普遍的力学模式，然而深入地了解断层的成因还必须阐明断层的活动机制，断层所处的应力状态，各类断层的不同成因和断层发生的条件等方面的规律。

第一节　断层的活动机制

60年代晚期，Brace and Byerlee (1966,1967)，Byerlee and Brace (1968)，Scholz (1968)及Scholz and Fitch (1969)进行了一系列岩石脆性破裂实验和活动断层位移的观测，并由此建立了岩石碎裂的扩容理论和岩石剪切位移的粘滑理论，从而较深入地揭示了破裂和剪切位移的规律。

Brace 等的实验表明，在围压和轴向压力作用下，当应力差从0增加到大约岩石破裂强度的一半时，岩石体积缩小，并表现为弹性变形。当应力差继续增长时，岩石中微裂隙形成，并伴随着体积膨胀和非弹性变形。当应力差达到岩石破裂强度时，微裂隙大量形成，并集中成为断层面，同时岩石体积迅速扩大(图8 1)。微裂隙的迅速扩展可进而导致宏观上的岩石破裂。这种进程同微裂隙尖端应力集中以及水的存在有某种关系，特别是高压水可使硅酸盐的硅　氧键水化，在裂隙的尖端发生应力侵蚀，从而使硅酸盐结晶格架软化(Martin Ⅲ，1972，Scholz，1972)。尽管从微裂隙连接成宏观破裂面的细节尚未明了，不过断层面是微裂隙积累、集中、演变而来，这一结论是可信的。

对圣安德列斯断层的现代位移测量揭示了一些重要的断层运动特征。在该断层一些地段

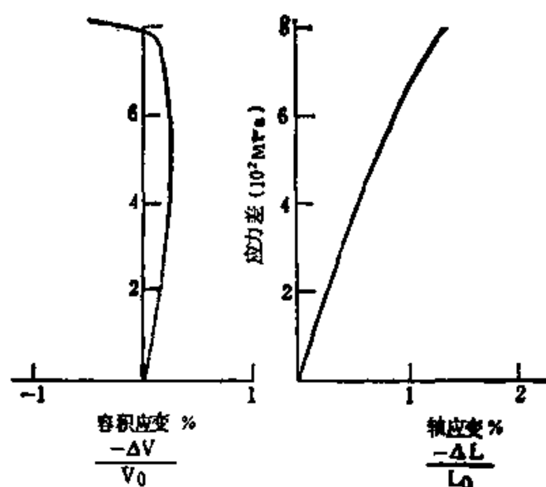


图8 1　岩石的扩容实验

(据 Brace and Byerlee，1967)

花岗岩圆柱试件在100MPa围压下，轴向受压缩短，岩石的扩容过程在容积应变曲线中以粗线表示

正ΔV为体积缩小、正ΔL为长度缩短

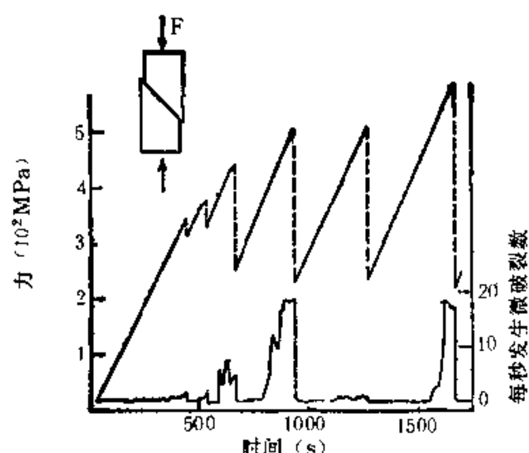


图 8-2　花岗岩在 100MPa 围压，常温下摩擦滑动实验，显示力与时间及微裂隙形成频率的关系
（引自 Hobbs et al.，1976）

连续稳定滑动（蠕滑）；而在另一些地段没有这种滑动，但产生非常大速度的滑动，并发生地震，其瞬时滑动速度与岩石中弹性波速的量级相当。因此，一条断层上同时存在着无震蠕滑段和闭锁发震段。在实验中同样发现了类似的现象，即在破裂面的滑动过程中应力的线状上升与突发的应力降相间出现（图 8-2），应力降发生在微裂隙形成的高峰之后，当时的滑动速度非常快，相当于发震时的断层滑动，这是剪切滑动的粘滑。在应力降之间的时间里，滑动速度非常慢。在另一些实验条件下，岩石却表现为稳定滑动（稳滑），并无应力降发生。实验的这种稳滑与断层的无震蠕动相当。在断层的发震处，两盘岩石也经历着闭锁，闭锁时断层滑动极慢或不滑动；它与突发地震时的应力降和高速滑动交替发生。高温可以抑制粘滑（Brace et al.，1970），因此，大量地震发生在 20km，以上的地壳中，也许这就是脆性断层运动的下限。高围压则增加了断层面上的压应力，从而易于出现粘滑。温压的综合效应可能是：在三四公里的深度以上，断层处于稳滑状态；向下至十几公里深处，为断层的粘滑区；再往下经过韧-脆性的过渡带，便成为韧性剪切的稳滑区。按 Scholz 等人（1969）在派克菲尔德估计圣安德列斯断层脆性剪切的下限约在 12km 深处；粘滑区与浅部稳滑区的界限约在 4km 深处。

第二节　均匀介质中断层发育的应力状态——安德生模式和哈弗勒模式

从地表观察正断层倾角一般较陡，逆断层倾角一般较缓，典型的平移断层多近于直立状态。断层的这些特征必定与其发育时的应力状态即主应力轴的不同方位有关。另一方面，地表平面是没有剪应力的，所以在三轴应力状态下，在地表面以下的一定深度中，必定有一个主应力轴与地面垂直，即近于直立，其余二个主应力轴呈水平状态。概括这些特征，Anderson（1951）提出了一个被长期广泛应用的模式。该模式假定内摩擦角为 30°，应力在垂直和水平方向上均无变化，岩石为各向同性。若 σ_1 直立，σ_2、σ_3 水平，产生正断层，断层面倾角约 60°；若 σ_3 直立，σ_1、σ_2 水平，则产生逆断层，断层面倾角约 30°；若 σ_2 直立，σ_1、σ_3 水平，则产生直立的与 σ_1 呈 30°交角的平移断层。所有断层面均包含或平行于 σ_2（图 8-3）。安德生模式选择了最简单的边界条件，它可以表示地表或地下不太深处的近似状态，他所标出的断层对于水平面和铅直面都是对称的。

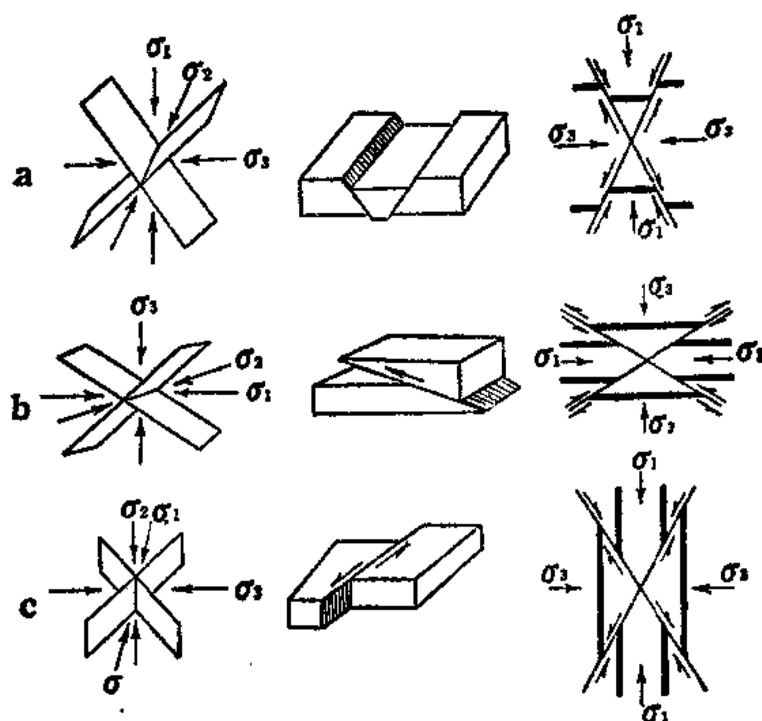


图 8-3　形成断层的三种应力状态——安德生模式
（据 Anderson，1951）
a—正断层；b—逆断层；c—平移断层

实际上，自然界应力在垂直方向和水平方向上都是有变化的，因而断层面既不可能保持对于水平面和铅直面的对称关系，也不可能向深处或侧方保持断层面产状的恒定。这就需要有较为复杂的模式来解释自然状态下复杂的产状特征。

哈弗勒（1951）在他提出的标准应力状态的基础上，附加以类似实际构造发育状况的多种边界条件，建立了各种边界应力场下势断层发育的模式，借以推算出不同边界条件下势断层的性质和产状及其向地下深处的变化，统称为哈弗勒模式。

哈弗勒提出的标准应力状态是：

（1）受力岩块的顶面是水平地面，其上各点均承受 10^5Pa 的压力（一个大气压）；

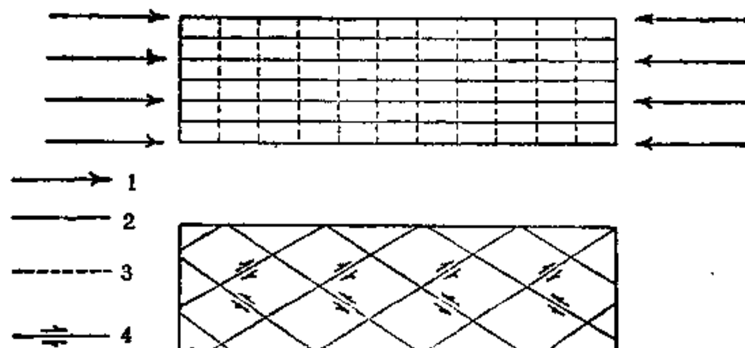


图 8-4　两侧均匀水平挤压应力作用下势断层的分布
（据 Hafner，1951）
1—应力；2—最大主应力迹线；3—最小主应力迹线；4—势断层
（下图箭头代表势断层的相对移动方向）

(2)岩块各处比重相同；

(3)岩块内任一水平面上各点承受的上覆压力相等，均为上覆岩石的重力；

(4)岩块边界无剪应力的作用。

最简单的附加应力状态是两侧均匀受压(图 8-4)，假定内摩擦角为 30°，可能出现的断层(势断层)是两组倾角为 30°的共轭逆断层，其产状在浅表无变化，这与安德生模式中逆断层发育的应力状态相同。此外，还有四种比较复杂的附加应力状态，本节只介绍其中具有代表性的第二、四两种，进一步了解可参阅哈弗勒(1951)的原著。

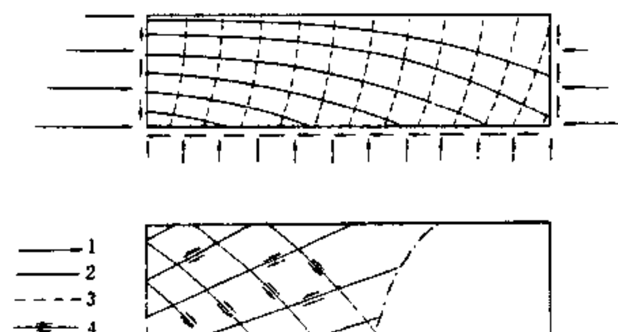


图 8-5 第二种附加应力状态(上图)及势断层分布(下图)

(据 Hafner，1951 简化，引自朱志澄等，1990)

(图例说明同图 8-4)

(一) 第二种附加应力状态(图 8-5)

附加水平应力在水平方向上两侧不等，由左方向右方按一定的水平梯度递减，在垂直方向上，附加水平应力由上至下按一定的垂直梯度递增(如图 8-5 上图矢量长短所示)，由此计算出主应力迹线分布(上图)及势断层的产状与性质(下图，空白区为不发育断层的稳定区)。由于两侧不均匀挤压而导生出岩块边界的垂直方向上反时钟剪应力(τ_{zx})及岩块底面向左的剪应力(τ_{xz}，具顺时钟剪切趋势)。近地表处，$\tau_{zx}=-\tau_{xz}=0$，向深部，剪应力趋于增大，加之水平方向上挤压力向右减小，二者综合效应是使最大主应力迹线呈向右倾斜向上凸曲的形式，形成了向上凹曲、向左倾斜和向上凸曲、向右倾斜的两组势断层。稳定区的出现是与右侧的剪应力小及下部围压大于上部有关，故稳定区分布于右下方。这种附加应力状态可以解释造山带中经常见到的向造山带倾斜、呈叠瓦状向造山带边缘或前陆依次逆冲的犁状断层的发育，因为其水平侧压力是来自造山带的核心。

(二) 第四种附加应力状态(图 8-6)

岩块底部分布着呈正弦曲线形式的附加垂直应力，由此导生出岩块底以中点为分界的相背离的水平剪应力，其 σ_1 呈辐射状，σ_3 呈同心圆状(图 8-6 上图)，其势断层分布如图 8-6 下图所示，断层性质和产状变化较大。Hafner(1951)用壳下层物质对流来说明这种附加应力状态的可能机制，虽与现代地球物理学所认识的对流应发生在上地幔这一点不尽

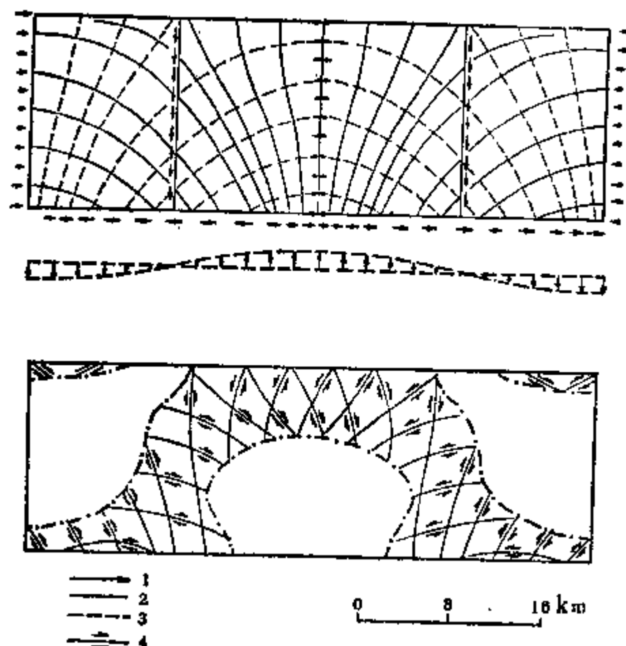


图 8-6 附加的正弦曲线变化的垂直应力的主应力迹线(上图)与势断层分布(下图)

(据 Hafner，1951)

(空白区为稳定区，图例说明同图 8-4)

一致，但并无本质差别。这种附加应力状态及其势断层分布在解释裂谷地区及盐丘、岩浆底辟等上隆构造所产生的断层还是具有一定的意义。

第三节 非均匀介质中断层与主应力轴的关系

安德生模式和哈弗勒模式所表现的断层与主应力轴位置的关系都是以均匀介质为前提的。但是，实际上岩块往往是非均质的，其中包含着先存的力学上的弱面（层面、老断层面、不整合面等），而这些弱面的取向与上述二模式给出的断裂面方位并无固定关系。因此，沿弱面发展而成的断层，其方位与 σ_1 的夹角可大可小，断层面也不一定平行 σ_2，断层两盘的运动方向也不一定与 σ_2 垂直。只要某个方向有弱面，其上的剪应力达到了该弱面的抗剪强度，断层就可顺其发生。如图 8-7 所示，岩块中有一弱面与 σ_1 夹角为 70°，该面的剪切破裂包络线为 CD；岩块其余部分的破裂包络线为 AB。进行实验时，σ_3 固定，把 σ_1 依次加大，构成应力圆Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ。各个圆上的 P 点都是该弱面的应力坐标。由图可见圆Ⅰ、圆Ⅱ该弱面都不发生剪裂；圆Ⅲ的 P 点与 CD 相遇，该弱面乃发生剪裂，尽管它与 σ_1 夹角达 70°。圆Ⅲ上的 R 及 Q 分别代表与 σ 夹角为 30°和 45°的面的应力。这些面都是稳定的，因为它们不在弱面上，他们的剪裂包络线为 AB 线，这时它们还远在 AB 线之下。老断层、层面、不整合面等皆为岩块中的弱面。在新的构造应力作用下这些弱面并不一定处在最大剪裂面的位置上，然而它们仍然容易活动，就是这个缘故。

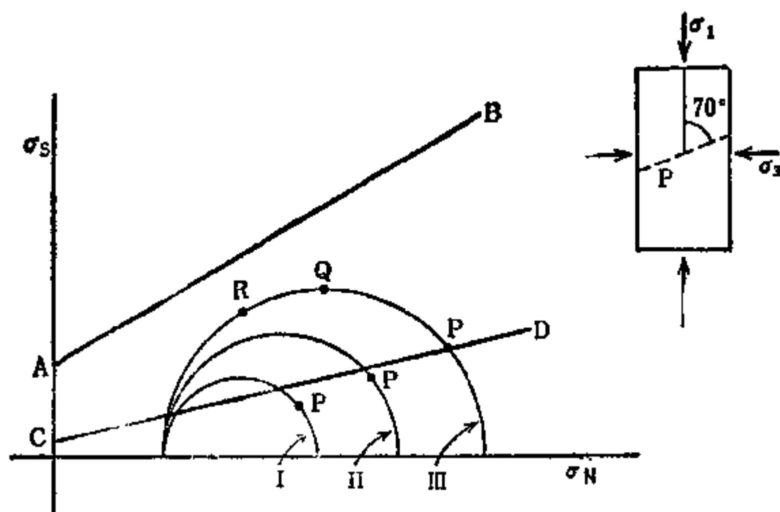


图 8-7 在各向异性岩石中的断层作用

（据 Hobbs et al.，1976）

P 为一软弱面，与 σ_1 呈 70°夹角；AB 为剪切破坏的莫尔包络线与 P 面不平行；CD 是 P 面的莫尔包络线（进一步说明见正文）

指出这种现象，并不是说安德生和哈弗勒模式就没有意义了。在巨大的岩块或地质体中虽有很多弱面，但若其规模不大，方向又多，从整个岩体的尺度上看，表现为相对的均质性。因此，主体大断裂仍将顺着上述两种模式所给出的与主应力有一定关系的方位发育。受局部干扰因素产生的一些较小的弱面可形成一些小断层，它们使上述断裂图案趋于复杂化。在这种情况下区别整个岩石中的新生断层与弱面导生断层或再活动断层是很重要的。所以在分析断层形成作用时，一定要结合具体地质条件来进行。

第四节　断层的成因分类问题

关于断层的成因分类迄今尚无满意的方案。第三章将正断层，逆断层，平移断层作为形态分类，这些断层不仅表现了两盘不同的相对运动特征，而且又反映了特定的主应力轴的空间位置，因此这种分类也有着一定的动力学含义，国内外学者常以此为基础进行断层形成机制的分析。但是，这种分类没有说明各种断层及其应力场形成的原因和条件；也没有说明它们的地质背景、地壳运动方式以及断层发展过程中可能出现的构造现象。例如水平侧向拉伸和垂向隆起均可形成正断层，这就出现了完全不同的地壳运动的地区会存在同一种断层的现象；又如在重力滑动作用下，既可产生正断层，也可产生逆断层，也就是说在同样地壳运动的地区可出现不同类型的断层。因此，一些学者提出了以地壳运动方式为依据的成因分类，如 Ажгирей(1956)将断层成因类型划分为由地壳收缩为主引起的构造运动状况下形成的断层和由地壳拉伸引起的构造运动状况下形成的断层。Spencer(1977)虽未明确提出成因分类的依据，但是基本上也是按地壳运动方式将断层分为低角度逆断层和重力滑动断层、走向滑动断层、高角度断层来分析断层的形成机制的。他们的分类已经打破了正断层和逆断层的界限。然而这些分类还是很不成熟的。以下仅就最常用的，同时又比较集中地反映了不同构造环境和运动机制及动力学特征的断层类型，进行成因机制及有关问题的分析。

第五节　正断层的成因分析

一、形成正断层的应力条件

正断层的一个重要特征就是由于断层运动而使岩层宽度在垂直于断层走向的方向上变大了，因此它是一种使水平基准面扩大的伸展断层。重力滑动断层的主体属于伸展断层。例如，在共轭正断层系发育的地堑地垒地区，走向相同，倾向相反的一系列正断层相间出现各条正断层总滑距的水平分量依次积累，便造成水平基准面的伸长(图 8-8 中 $l-l_0$ 为伸长量)。这就表明正断层是一定范围内地壳伸长的结果，即地壳处于与断层走向相垂直方向的水平拉伸状态。

按安德生模式，正断层形成的应力条件是 σ_1 直立，它可以是岩块的重力，也可以是火成岩体、盐丘或基底断块等向上隆起或上冲的力引起的。σ_3 水平，与断层走向垂直，它由这一方向上的拉伸力使某一点原来的静压力减低或完全消失甚至变为负值而造成的。所以 σ_3 可以是较

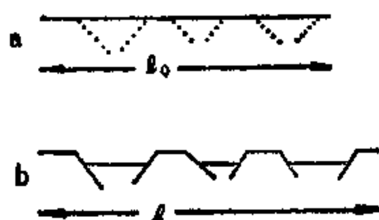


图 8-8　正断层的水平伸展效应

l_0 为断层前水平基准面的宽度

l 为断层后水平基准面的宽度

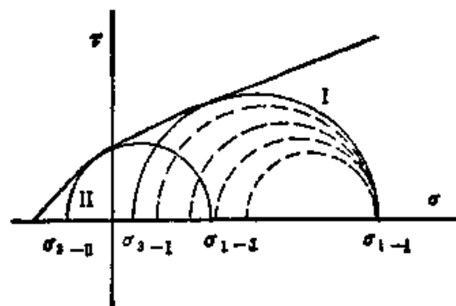


图 8-9　正断层形成的应力条件

σ_{1-I}、σ_{1-II} 表示不同深度的岩块重力造成的最大主应力，σ_{3-I}、σ_{3-II} 为相应的最小主应力，它在深度较大情况下可以为正值，即压应力 σ_{3-I}；虚线的莫尔圆表示水平拉伸逐渐加大，使差异应力逐渐加大，最后 σ_3 增大到 σ_{3-I} 时，发生断层

小的压应力，也可以是张应力(8-9)。

从图 8-9 还可以看出正断层是水平横向主应力(σ_3)与铅直方向主应力(σ_1)相结合而产生的。若水平横向主应力为正值(即压应力)其数值越小，或者，水平横向主应力为负值(即张应力)，其绝对值越大，则形成正断层所需要的铅直方向主压应力数值就越小。

正断层常有断层面向深部变缓的趋势，这可以由形成正断层的应力条件得到解释。如图 8-10 中所示，在浅部(圆 I)因岩块重力小，σ_1 值低，破裂应力圆靠左，与破裂包络线切于 P_1，其内摩擦角较大，断层面的倾角(α_1)也大。在深部(圆 II)因岩块重力大，σ_1 值高，应力圆偏右，与破裂包络线切于 P_2，其内摩擦角较小，所以断层面的倾角(α_2)就较小。

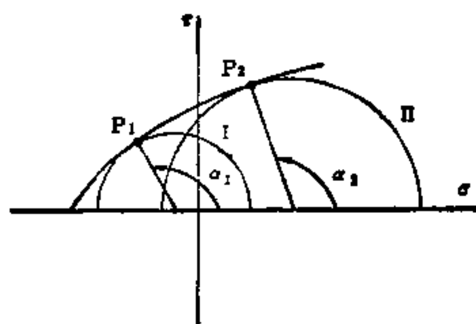


图 8-10 正断层面倾角沿深度的变化

$\alpha_1 > \alpha_2$

二、正断层形成的构造背景

形成正断层的侧向水平拉伸的应力条件可以在不同构造背景下产生。

(一) 背斜所造成的局部拉伸

(1) 不论是侧向挤压或垂向隆起所造成的背斜，由于岩层的上拱，必然在外弯层诱导出与背斜枢纽垂直的顺层张应力。而在铅直方向上则由于岩块重力造成直立应力。在这两种力的作用下，可产生两组相向倾斜的正断层，并常组合成背斜顶部的纵向地堑(图 8-11)。这种正断层也可以是由上述应力条件所产生的张节理转变而成的。

(2) 在短轴背斜中，沿枢纽方向也可引起局部拉伸，从而形成走向与背斜枢纽垂直的两组倾向相反的横向正断层。横向断层面也可以由这种局部拉伸产生的张节理演变而成。在这种情况下，断层面倾向与枢纽倾伏向相反，倾角互为余角。

(二) 穹隆伴生的正断层

穹隆形成过程中的垂直上隆必定产生以穹隆为中心呈辐射状向穹隆外围缓倾的拉伸(σ_3)和向穹隆中心陡倾或近直立的挤压(σ_1)，从而形成向穹隆外围陡倾的环形正断层。这种应力分布和构造配置，在野外观察和模拟实验中都得到证实(图 8-12)。

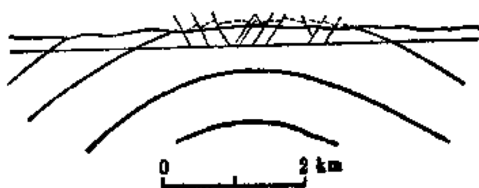


图 8-11 美国海员山背斜顶部的正断层和小型地堑

(据 De Sitter，1956)

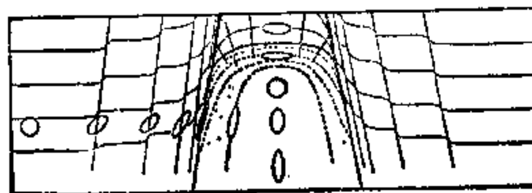


图 8-12 穹隆的环形正断层的剖面图

(据 Hills，1972)

De Sitter(1964)强调的"穹隆效应"对于说明某些正断层的张应力状态及其与断层面倾角沿断层走向而变化的关系是很有意义的。石油地质勘探资料表明，一些与穹隆同时共生的正断层面，具有中段倾角小而位移量大，两端倾角大而位移量小的特点(图 8-13)。在侧向张应力(图 8-13 中箭头所示)作用下，断层自 P 点开始，然后逐渐向两端扩展。在扩展的过程中，由于端点应力集中，因此两端应力较

大，而中点 P 张应力较小。按莫尔破裂准则，P 点附近的内摩擦角比两端小。如图 8-14 所示：圆 O_1 为 P 点附近破裂应力圆，β_1 为 P 点破裂时的内摩擦角；圆 O_2 为两端的破裂应力圆，β_2 为两端破裂时的内摩擦角。显然 $\beta_2>\beta_1$。内摩擦角小者，主压应力与剪破面之夹角就大，因 σ_1 直立，断层面的倾角必较小。因此 P 点附近该断层面的倾角小于两端该断层面的倾角。从位移量来看，由于 P 点经历断层作用的时间长，又是穹隆的中心附近，因而其位移量大于两端。

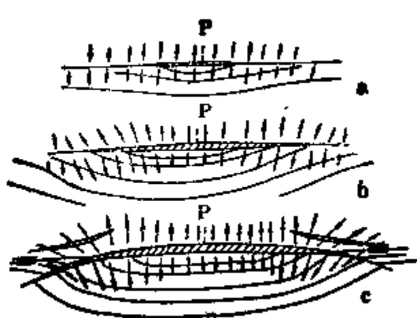


图 8-13　穹隆伴生的正断层的发育图示
(De Sitter，1964)

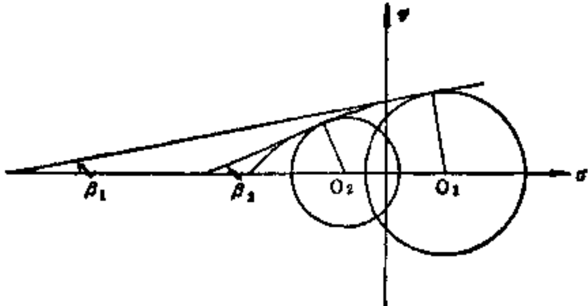


图 8-14　穹隆效应形成断层的应力圆

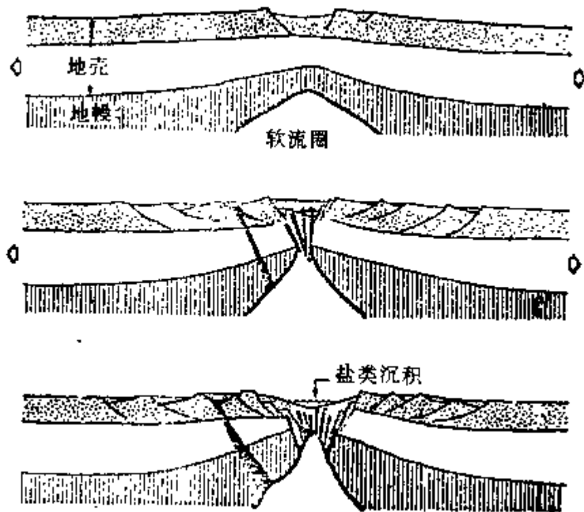


图 8-15　裂谷发育过程中正断层发育示意图
箭头表示区域性水平拉伸方向，下图中粗线代表火成岩侵入作用；竖线部分为地幔，以上二层为大陆地壳，下部三角形空白处为软流圈

（三）区域性水平拉伸

（1）侧向水平拉伸而形成的沉降盆地，其边缘造成了正断层所要求的应力条件。经常见于盆地边缘的生长断层就是这样形成的正断层。由于侧向拉伸，在断层下降盘可边下降，边接受沉积。随着沉积物厚度加大，其压实量也加大，重力载荷也不断增大，沉积物的重力加强了直立的 σ_1 的作用。因此，生长断层下部的位移量往往大于上部（见图 3-41）。

（2）在板块的分离边界——裂谷发育过程中，由于板块的背离运动，形成了最大规模区域性水平拉伸的应力条件，因而产生一系列正断层及由它们组成的地堑（图 8-15），有名的东非、红海等大裂谷以及大西洋型大陆边缘均可见到此种构造。

（四）区域性的差异升降运动形成的正断层

差异升降运动时，可以在升与降过渡的挠曲地段产生正断层，其产状向下降一侧陡倾。这种断层的产生与穹隆边缘的应力条件相似。

（五）重力滑动的正断层

这种正断层产生要有足够的重力势能与必要的自由面。在低粘度介质中，重力滑动正断层面很平缓。在浅海或大陆坡的未固结沉积物中常有这类断层发育。

第六节　逆断层的成因分析

一、高角度逆断层的成因

（一）造山带中与褶皱同时发育的高角度逆断层

在一些造山带中一系列轴面陡倾的紧闭同斜褶皱的倒转翼，常发育很多同造山期的，但比褶皱形成略晚的高角度逆断层。它们的倾向与褶皱轴面倾向一致，甚至倾角也一致。它们是在水平侧向挤压下，造山带物质垂向差异塑性流动的一种构造表现（图 8-16）。

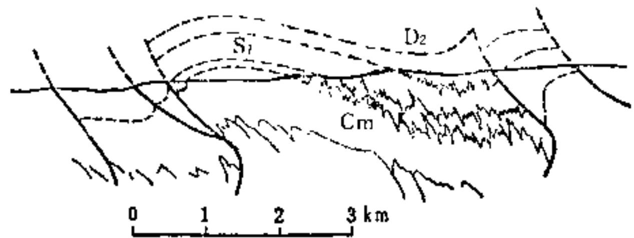


图 8-16　苏联萨拉伊尔山梁与同斜褶皱几乎同时发育的高角度逆断层
（据 Ажгирей，1956）

（二）造山带中与深成岩浆活动有关的高角度逆断层

在许多造山带的主要褶皱构造形成之后，往往跟随有剧烈的岩浆活动。当岩浆从深部楔入地壳，就会造成高角度逆断层。图 8-17 是这类逆断层的一个实例，可以看出断层自下面的花岗岩向上切到具有复杂形态的褶皱岩层中，断层走向大致平行于花岗岩平面延伸的长轴方向。

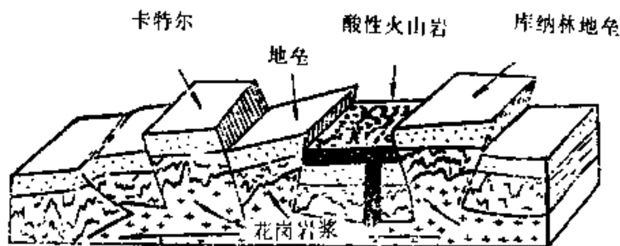


图 8-17　澳大利亚堪培拉区与花岗岩侵入有关的高角度逆断层
（据 Hills，1972）

（三）差异升降运动造成的高角度逆断层

在侧方受限。差异升降运动造成挠曲时，由上下剪切作用导生的一组次级同旋向剪裂面，可进一步发展成为高角度逆断层（图 8-18）。用哈弗勒的正弦曲线变化的垂向应力模式（图 8-6），也可解释这种断层的形成。在隆起区与下降区的交替部位，原来在隆起区的一组正断层变成了向隆起区倾斜的高角度逆断层。这类断层常出现在褶皱带山间盆地的边缘，以及褶皱带与相邻沉降盆地的毗连地带。

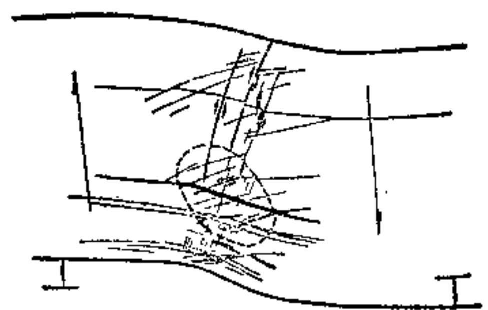


图 8-18　上下剪切作用导致的高角度逆断层
（引自 Hills，1972）

二、低角度逆断层的成因

低角度逆断层是由水平侧向挤压而产生水平基准面侧向缩短的断层，所以又可称为收缩断层。一般来说它们符合于安德生的逆断层应力模式。若考虑到水平应力的侧向和垂向变化，则它们与哈弗勒的第二种附加应力模式（图 8-5）相符。具体分析有以下三种不同的发育情况。

（一）由褶皱进一步发展而成的延伸逆断层

在水平挤压甚强并向一侧减弱的情况下，褶皱必自水平应力大的一侧倒向水平应力小的方向。倒转翼在持续变形的过程中，会逐渐被拉薄，最后沿剖面X剪裂面中的一组断开而成逆断层（图8-19b）。这是A. Heim 1921年提出的一种经典的逆掩断层形成模式。这种成因的逆断层常见于造山带边缘强烈不对称褶皱的地带，并可进一步发展成为褶皱推覆构造。

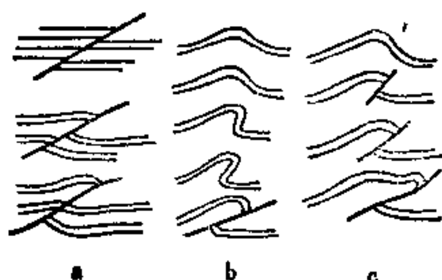


图8-19　逆断层与褶皱的关系
（据De Sitter，1964）
a—剪开逆断层，b—延伸逆断层，c—破裂逆断层

（二）与褶皱同时发育的破裂逆断层

脆性岩层在水平挤压作用下可以形成开阔褶皱，同时也很快出现破裂，形成一系列在剖面X剪裂面基础上发育起来的破裂逆断层（图8-19c）。随着破裂逆断层的发展，褶皱也可同时进一步加强，因而这种断层与褶皱是同时发育的。

破裂逆断层与延伸逆断层的区别在于前者的形成过程中不伴有褶皱翼部岩层的减薄现象，而是与同心褶皱相联系的。De Sitter（1964）对破裂逆断层发育的解释如图8-20所示，他认为脆性岩层的同心褶皱不可能向下无限制发展，因为在背斜中越向下弯曲，岩层的曲率半径越小，到一定深度下背斜便不复存在，在那里岩层的体积未变而存在的空间过小，如图8-20中阴影部分就是当l_1层保持连续弯曲时l_2层在O_1O_2线两旁的岩石同时需要占据的空间，当然这是不可能的，于是只能在这里发生断裂。随着褶皱的进一步发展，l_2之上的岩层在O_1O_2线附近继续破裂，于是断层就向上生长，最后形成图8-20b所表示的断层。

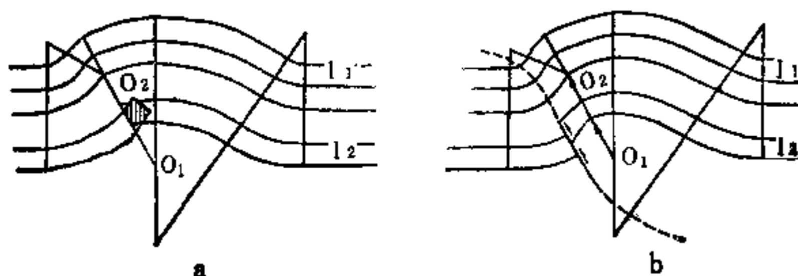


图8-20　破裂逆断层形成机制示意图
（据De Sitter，1964）

（三）早于褶皱形成的剪开逆断层

与上述两种断层不同，剪开逆断层发生之前并无明显褶皱现象，它是在水平地层的背景上发展起来的，是水平挤压作用的结果（图8-19a）。这种断层具有台阶式的形态特征，其中一段顺层面滑动，称为断坪；另一段切层滑动称为断坡。图8-21中$DD'CBC'B'A$为台阶状逆断层的断层面，$D'C$段为后断坪，CB段为下盘断坡（断层面与下盘层面截交，与上盘层面平行），$C'B'$段为上盘断坡（断层面与上盘层面截交，与下盘层面平行），$B'A$为前断坪。下盘断坡与下盘层面锐交角指示下盘地层运动方向，上盘断坡与上盘层面锐交角指示上盘地层运动方向。这种断层常由较低层位的断坪通过断坡向较高



图8-21　褶皱前逆掩断层的断坪与断坡
（据Price，1981）

层位的断坪连续向前推进，从而使整个断层具有多个台阶状的形态，故也称其为台阶状逆断层。这一特点是Rich(1934)研究美国阿帕拉契松树山一带的断层时发现的，图8-22示该断层发育的过程，在断层面转折处，断坡上盘的地层还会出现和缓的背斜，相应在相邻二断坡之间的断坪部位的上盘地层则形成向斜，这种褶皱显然是与断层面的转折有关，故称断层转折褶皱，它们终止于断层面而不向下盘延续，故又是无根的褶皱。

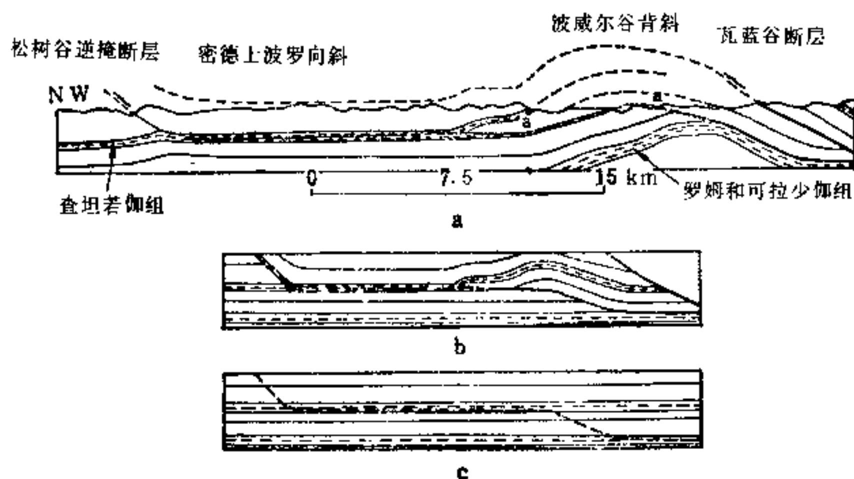


图8-22　松树山逆掩断层的台阶状结构和无根褶皱

(据P. B. King, 1951)

地质资料表明有些大型推覆构造就是由这种台阶状的剪开逆断层所构成的。它们在形成后可以与岩层一起褶皱。

三、逆掩断层和推覆构造的成因

(一) 逆掩断层和推覆构造的定义

逆掩断层这一术语是上世纪初由Hall(1815)创立，一百多年来它的含义经过了复杂的演变。有指岩片从上升区向下降区的水平滑动(Gosselet, 1880)；有指取代背斜倒转翼的滑动(Bailey, 1916,)，这些概念均带有明显的成因的含义。另一方面它又被作为描述性的术语而使用，即指那些断层面倾角小于45°的逆断层(Freeland, 1893; King, 1960)，并无成因含义。1979年在英国帝国大学召开了逆掩断层和推覆构造的国际会议，对逆掩断层提出了一个十分简单的定义(McClay, 1981)。指明逆掩断层具有可以填图的规模，是使水平基准面缩短的断层。在这个定义中，第一，并未对断层面倾角作任何限定，至少有两种情况表明断层面的倾角是有变化的，其一，逆掩断层面被褶皱了，如加拿大落基山逆掩断层面(Price, 1981)，其二，一些呈犁状的逆掩断层面自浅部到深部倾角由陡变缓以至变为水平，如南阿帕拉契的犁状断层(Brewer et al., 1981)。第二，定义中也未对位移量作任何限定，因为断层的位移大小同岩层的厚度与岩层的能干性有关。在薄的，不能干的岩层中单个的逆掩断层的尺寸和位移量可以很小，例如土耳其安塔里亚(Antalya)地区在2～4km宽的范围里逆掩断层把一个厚仅250m的外来沉积岩切断并使地层重复了十次(Woodcock and Robertson, 1981)。另外，有些逆掩断层的位移量沿走向也常有很大差异，例如加拿大落基山刘易斯逆掩断层使岩块长度缩短了90km，但是向北逐渐消失并入润德(Rundle)逆掩断层中(Price, 1981)。因此，在逆掩断层定义中不限定断层

的倾角和位移的距离是比较合乎自然特征的。然而习惯仍然常认为逆掩断层有较大的位移量。从定义看，逆掩断层是一个带有运动学含义的描述性术语，它具有不同的成因和形成机制。推覆体是沿逆掩断层面运动的外来岩席(McClay，1981)。褶皱推覆体是由大规模倒转、平卧褶皱发展而形成的外来地质体；冲断推覆体则是由早期剪开逆断层发展而成。总之，推覆构造总是指有较大规模位移的断裂构造。

（二）孔隙液压在推覆构造形成中的作用

大型推覆体具有很大的长度，例如阿尔卑斯格拉鲁斯推覆体，长度为 30km，其推移距离为 40km，二者为同一数量级。这里出现了下述问题：这样长的推覆体顺断层面向前运动如此远的距离，需要很大的动力，但很大的动力又可能在推覆体中造成过大的应力以至超过岩石的破裂强度而使岩石强烈破碎，这样破碎的推覆体又如何能够作为一个整体向前运动？Hubbert 和 Rubey(1959)运用孔隙液压理论解释了这种构造现象。他们指出，孔隙液压有抵消一部分载荷重力的作用，即起着浮力的作用，从而降低了推覆体自重所造成的在断层面上的压应力，于是推覆体沿断层面运动的摩擦阻力也相应降低。因此，较小的动力就能将较大的构造岩席推移到很远的距离。

推覆体的长度可以由如图 8-23 所示的计算方法得出。图示长为 b，宽为 c，高为 d 的矩形岩块 A 在与 B 岩块之间的水平断层面上，从左向右滑动。推力 F 必须克服 AB 二岩块间的摩擦力，A 岩块方可运动，即

$$F=\mu W$$

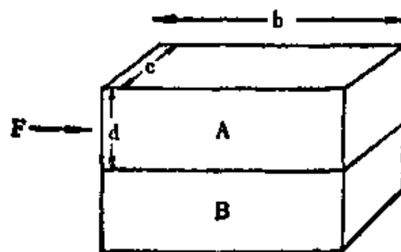


图 8-23　块体 A 沿水平断面滑动示意图
(据 Billings，1972)

式中 μ 为摩擦系数；W 为 A 岩块的重量；以 A 岩块的长宽高和岩石比重 ρ 计算 W，得：

$$Scd=\mu bcd\rho g \qquad (8\text{-}1)$$

式中 s 为 A 岩块后侧面(cd 面)单位面积上的作用力；g 为重力加速度。从(8-1)式得：

$$b=\frac{s}{\mu\rho g} \qquad (8\text{-}2)$$

如前所述 s 必须小于岩石抗压强度 σ_p，否则推覆体不能作为整体沿着断层面运动，所以由(8-2)式可以得到：

$$b\leqslant\frac{\sigma_p}{\mu\rho g} \qquad (8\text{-}3)$$

按(8-3)式计算出的 b 值是很小的，远比实际观察的推覆体长度为小。当存在孔隙液压时，其效应相当于(8-3)式中的 $\mu\rho g$ 这一项减小，于是推覆体的长度 b 就加大了。Hubbert 和 Rubey 的这一概念对理解推覆体的运动具有重要意义。他们进一步指出岩石破坏的临界值 τ_c 与有效压力有关，其关系为：

$$\tau_c=\tau_0+(S-P)\mathrm{tg}\varphi \qquad (8\text{-}4)$$

式(8-4)中 τ_0 为内聚强度，即面上正应力为零时的抗剪强度；S 为断层面所受的正应力；P 为孔

隙液压；$S-P$ 为有效压力；φ 为内摩擦角。从式(8-4)可以看出由于孔隙液压而大大降低了岩石的抗剪力，即只要较小的力量就可使岩石在高孔隙液压存在的条件下剪破并向前推移。他们还假定一旦岩石破裂产生，式 8-4 中的 τ_0 就可减小到可以忽略不计，于是式(8-4)便成为：

$$\tau_c=(S-P)\mathrm{tg}\varphi \tag{8-5}$$

按此计算当 $\lambda_1(\lambda_1=P/S)$ 很大，亦即孔隙液压很大，如 $\lambda_1=0.9$ 时，厚 6km 的格拉鲁斯推覆体的长度 b 可达 116km，并可在很平缓的断层面上滑动，这显然与该推覆体的实际数值不符。对此许靖华(Hsü，1969)指出：以(8-5)式所列，当 $\lambda_1=1$，则 τ_c 也就是零了，这就意味着无穷长的推覆体可以在无穷小坡度的断层面上，因其自身重力而滑动无限远距离。显然这是不合乎事实的，因而也是不正确的。许靖华认为 τ_0 不能忽略不计，若假定 $\tau_0=20\mathrm{MPa}$，$\lambda_1=0.9$，按此计算出 6km 厚的格拉鲁斯推覆体长度应为 33km，这个数字与实际颇为接近。

（三）逆掩断层和推覆构造的形成机制

对于逆掩断层和推覆构造形成机制除本节二中提到的以外，主要还有重力滑动说和重力扩张说。以下作简要介绍。

1. 重力滑动说

重力滑动的机制与滑坡相似，但其滑体巨大，滑动面十分平缓，滑动的地质体由于自重可在滑动面上从高向低作长距离的滑动。发生重力滑动的必要条件如下：

第一，在滑动之先，推覆体被抬高，以获得足够的重力位能；

第二，推覆体底部的断层面必发育于低强度的塑性层中。

显然，滑动面的主体必需是一个向滑动方向倾斜的低角度正断层。在其前端可以是收缩断层，而其后部则应为伸展断层组合。

马杏垣等(1981)在研究嵩山重力滑动构造的基础上拟制的重力滑动构造的结构模式中将其分为以下几个组成部分：下伏系统、润滑层、滑面与滑动系统（图 8-24)，在构造上可分为三带：

(1) 后缘拉伸带，为滑动系统起始下滑部位，以强烈拉伸为特色，形成倾向与滑动方向一致的一系列正断层或地堑(图 8-25 之 Ⅲ)。

(2) 中部滑动带，滑面平缓，或下凹埋于地下；其上发育较和缓褶皱(图 8-25 之 Ⅱ)。

(3) 前缘推挤带，收缩构造发育，褶皱紧闭、倒转、平卧甚至呈翻卷状；断层则呈叠瓦状逆断层，构成褶皱推覆体或冲断推覆体(图 8-25 之 Ⅰ)。

重力滑动成因的推覆构造在地壳拉张地带——被动大陆边缘较易发育，如非洲尼日尔河口三角洲的重力滑动构造(Mandl et al.，1981)。

2. 重力扩张说

重力扩张说是 W. H. Bucher 在 1956 年研究加拿大落基山构造时提出的。他认为岩石在重力作用下，垂向压扁降低高度，并在水平方向上向静岩压力小的方向流动扩展，从而产生水平方向的推动力形成逆掩断层及推覆构造。在重力导生的侧向水平推动力作用下，将在板状岩体的后部出现应力集中，从而产生逆掩断层。这一断层产生后，板状岩体的长度缩短，应力重新在其余的板状岩体的后部集中，产生第二个稍远离重力扩张中心的逆掩断层，即较新的断层被掩覆于较先形成的断层的下盘。在重力扩张持续作用下，向着推覆构造前进的方向顺次产生愈来愈新的逆掩断层，从而形成前列式叠瓦构造。由于愈到后来余下的板状岩体长度愈短，所以愈是年青的逆掩断层，其间距愈小(图 8-26，$d_1>d_2>d_3\cdots$)。

造山带是地壳上的主要隆起带，其边缘往往存在着向造山带倾斜的逆掩断层和向前陆方

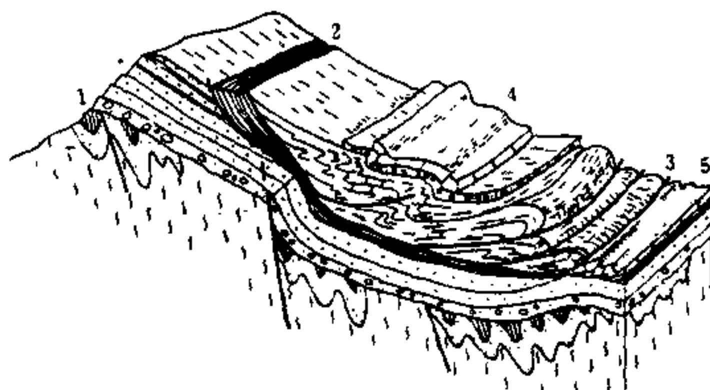


图 8-24 重力滑动构造的结构模式

（据马杏垣等，1981）

1—下伏系统；2—润滑层；3—滑面；

4—滑动系统；5—前缘推挤带

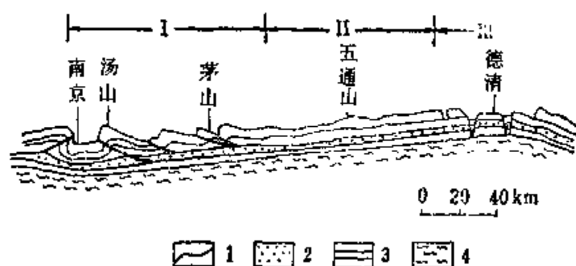


图 8-25 浙江德清前侏罗纪构造剖面示意图

1—上三叠统；2—泥盆系-中三叠统；3—震旦系-志留系；4-前震旦系；

Ⅰ—镇江-繁昌紧闭皱褶带；Ⅱ—苏州-广德和缓褶皱带；Ⅲ—金山-德清张性断裂带



图 8-26 逆掩断层顺序向右方发育，相邻二断层的距离逐渐缩小

（根 Mandl & Shippam，1981）

向运动的推覆构造。因此，用重力扩张机制来解释比较合理。Price(1970)提出北美西部科迪勒拉造山带的流动性岩体上升，造成了向东（前陆方向）的重力扩张，从而造成前陆上落基山脉的一系列向东推进的逆掩断层和推覆构造；他甚至指出造山带的每次上升都有一套相应的前陆逆掩断层形成。

重力扩张与重力滑动虽然动力源同属重力场的作用，然而，它们的形成机制不同，所产生的推覆构造特征也不相同，其区别在于：

(1) 重力扩张所产生的推覆体后部是被更后面的逆掩断层所切（图 8-27b）；而重力滑动的推覆体的后部则为正断层所切，或者为底部滑脱面所切（图 8-27a）。

（2）重力扩张作用实际是由重力导生出来的水平推动力，它只要求地面的足够上隆，由此产生的逆断层面向隆起区倾斜，而重力滑动主体断层是向凹陷区倾斜的正断层。

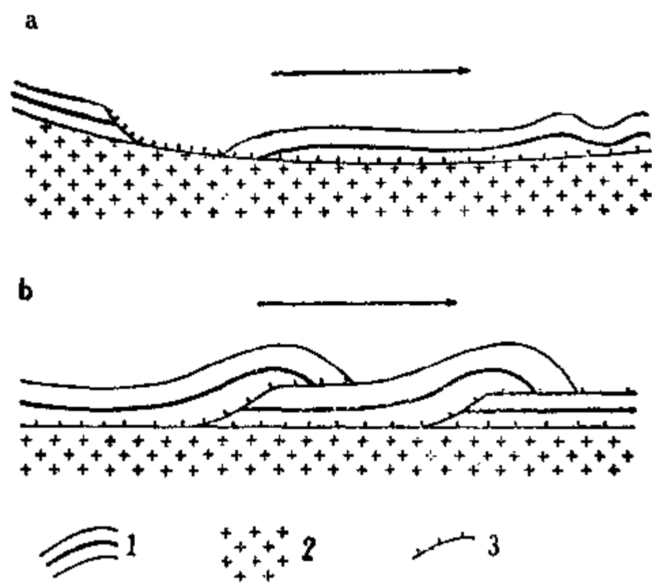


图 8-27　重力滑动（a）与重力扩张（b）形成的推覆构造后部构造形态的差异

1　盖层；2—基底；3—逆掩断层

（据 Cooper，1981）

除重力滑动与重力扩张二学说外，尚有用以解释发育于前陆（位于岛弧的大陆一侧），边缘、向前陆推进的逆掩断层和推覆构造的液压（后方）推动说（Smith，1981），以及发育于前陆盆地向克拉通推进的逆掩断层和推覆构造的基底缩短作用学说（Brewer et al.，1981）。前者认为水平推力源于因火山弧加热而使岩石圈部分软化为液体所产生的向陆侧推挤的液压；后者认为水平推力导源于因陆壳俯冲（A 型俯冲）造成的基底缩短。

以上诸学说在解释发育于不同大地构造单元的推覆构造的成因均有一定的意义。

第七节　平移断层的成因分析

一、平移断层的两种形成方式

（1）平移断层的一种形成方式是由于不均匀的侧向挤压使不同部分的岩块在垂直于纵向逆断层和褶皱枢纽的方向上，作不同程度的向前推移，因而在各部分岩块之间形成走向垂直于逆断层和褶皱枢纽的平移断层（Goguel，1962），其模型如图 8-28 所示。它们的规模一般不太大，平移运动的旋向也无一定的规律，可右行也可左行，视各部分侧向挤压力的相对大小而定。

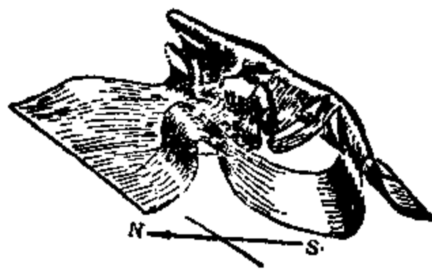


图 8-28　平移断层的一种形成方式

（据 Goguel，1962）

（2）平移断层的另一种形成方式是由于侧向水平挤压，当 σ_2 直立时，顺平面 X 剪裂面发

育而成。它们规模可大可小，旋向具有一定规律，常有共轭的二组发育，一组左行，一组右行，符合共轭剪裂面的统一运动方向。它们与褶皱的走向一般是斜交的。若平移断层斜切褶皱两翼，而断层两侧的褶皱又不能一一对应，且褶皱形态有很大的差异，则表明断层先已形成，褶皱发育时它们继续活动，并控制了两侧褶皱的差异发展(图 8-29)。

除上述两种形成方式外，褶皱带中的一些纵向逆断层，碰撞带边界的一些逆断层以及某些弧后扩张的纵向正断层均可因构造应力场主压应力方向的变化而转化为平移断层。一般说来他们规模巨大，平行褶皱带，且有长期的活动历史。

二、平移断层的派生构造

由于平移断层的剪切运动，就可以派生出次级应力场，从而形成张裂、剪裂及拖褶皱等派生构造。愈近断层，派生构造发育愈好，但不会越过主断层。它们与主断面的关系如图 8-30a 所示，图上标出了派生应力场的 σ_1、σ_3 二主应力轴的方位，派生的节理、拖褶皱均由此应力场作用而形成。派生张节理(t)与主断面的锐交角指向本盘动向；派生拖褶皱(轴迹 D)与主断面的锐交角指向对盘动向；派生剪节理有两组，S_1 为与主断层旋向相同的一组，其方位比较稳定，与主断面的交角一般不超过 20°，锐交角指向本盘动向(相当于图 7-7 之 R 面)；S_2 为与主断层旋向相反的一组(相当于图 7-7 之 R' 面)，其与主断面的交角较大，且随主断层剪切运动的发展而不断变化，图 8-30b 分析了为什么 S_1 方位比较稳定、S_2 方位不断变化的原因。在主断层不断运动过程中，有整体顺时针旋转趋势，S_1 和 S_2 亦必随之旋转而变更其方位，但派生应力场中 σ_1 的作用又有使 S_1 逆时针、S_2 顺时针旋转的趋势。因此，在主断层整体旋转与派生的 σ_1 二者同时作用下，其综合效应使得 S_1 方位保持稳定，S_2 方位不断发生顺时针旋转，先是以其与主断面(大角度)的锐交角指向本盘动向，主断层进一步的右旋运动，S_2 与主断面渐趋垂直，以至再继续旋转使得 S_2 转变到与主断面的锐交角指向对盘动向的方位。正是由于 S_2 方位不定，因此野外不能运用与主断层呈大角度斜交的一组派生剪节理(S_2)来判断断层动向。上述分析亦适用于上下剪切运动的正或逆断层。

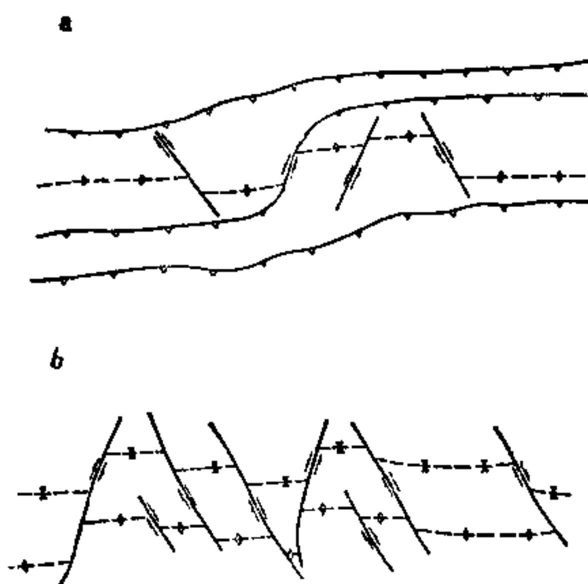


图 8-29　平移断层与逆断层带伴生(a)及与褶皱带伴生(b)平面图
(据 Robert，1982)

Moody and Hill(1956)在假定岩石内摩擦角为 30°的情况下对大型平移断层与其派生的次级平移断层之间的方位关系提出这一个模式。但由于该模式所表示的方位关系过于固定化，因此，在运用时应当注意结合实地情况。

Lajtai(1969)考虑到主断面上还有正应力作用，提出正剪切模式。如图 8-31 所示，在由主断层(F)的剪切运动导生的次级应力场 σ_1 与正应力 σ_n 的联合作用下形成的有效应力场的最大主应力轴是 C，主断层的一些派生构造均由 C 的作用而产生。据此，可以分析出派生张节理(T)与主断面(F)的交角(θ)应介于 45°～90°；派生拖褶皱(D)与主断面(F)的交角(γ)应介于 0°～45°之间，相应地也可得出 S_1、S_2 与主断面的交角关系，其结果与图 8-30 所示大体一致。

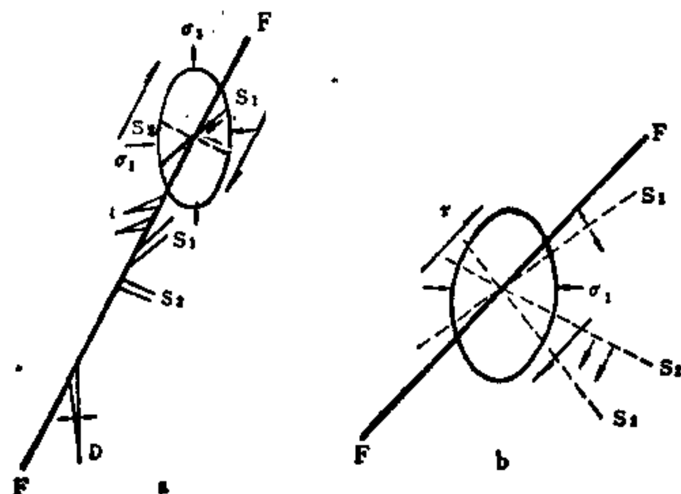


图 8-30 平移断层的派生应力场及由其产生的派生构造

F—主断层；σ_1、σ_3—派生的最大、最小应力轴；t—派生张节理；

D—派生拖褶皱轴迹；图中椭圆示派生的主应力与派生构造的方位关系

因此，可以认为正剪切模式对图 8-30 的分析是一个很好的补充。

由于平移断层两盘所受挤压的差异，可以在断层某一盘造成枢纽与断层面近于垂直的伴生褶皱(8-32)。这种褶皱虽受断层限制，但与主干断裂派生的应力作用无直接关系。

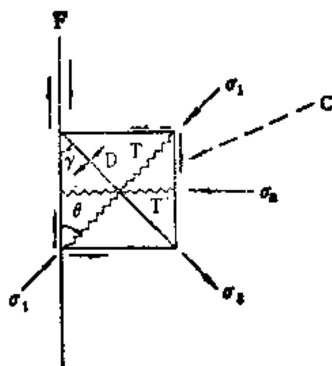


图 8-31 正剪切模式

(据 Lajtai，1969)

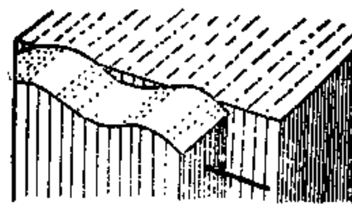


图 8-32 走向与平移断层走向垂直的伴生褶皱

(引自 Hitts，1972)

三、收敛平移断层作用与分散平移断层作用

在平移断层带中，由于断层走向局部改向，断层的一盘便出现了平面上突出的透镜状岩块(图 8-33 中的 I′)，当断层继续平移剪切运动时，必然在透镜状岩块的一端引起岩块的挤压和重叠(图 8-33 中 A)，形成褶皱或逆断层，这就是收敛平移断层作用；在透镜状岩块的另一端则引起岩块的拉开与陷落(图 8-33 中 B)，形成正断层或地堑盆地，这就是分散平移断层作用。圣安德列斯断层大转弯处

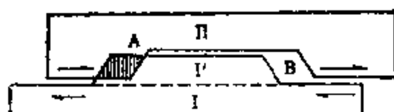


图 8-33 收敛和分散平移断层作用平面示意图

(引自 Spencer，1977)

就是一个收敛平移断层作用区，这里岩石表现了强烈的近南北方向的挤压。

四、平移断层引起的垂直运动

（一）不同旋向的平移断层相交而产生的升降运动

Moody and Hill(1956)指出，若两条走向不同，旋向相反的平移断层互相交截，在平面上便会形成楔形岩块。这种楔形岩块随着其两侧旋向不同的平移断层的剪切位移而发生升降运动。如图 8-34 所示，若楔状岩块整体向其尖端方向运动时，则因空间限制而隆起，周围地带则相对下降(左图)；若楔状岩块整体背离尖端方向运动时，则因空间限制而下降，周围地带就相对上升(右图)。这种升降运动对于油气盆地的形成也有重要意义。

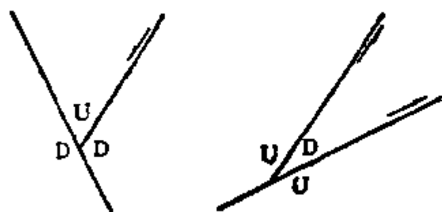


图 8-34　平移断层中垂直运动平面示意图
(据 Moody & Hill，1956)
U 示上升，D 示下降

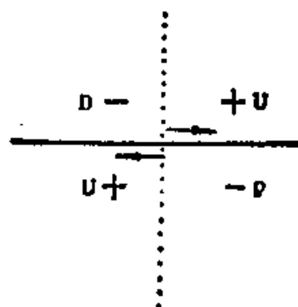


图 8-35　平移断层剪切中(虚线)所引起地面升降的四象限分布
D 为下降区；U 为上升区

（二）平移断层剪切中心附近的升降运动

平移断层的剪切运动量常常是不均匀的，以剪切运动量最大的地段为中心，沿断层走向向其两端剪切量均减小。在任一断盘上，在剪切中心的运动方向的后方(图 8-35 中的"−"号区)岩块处于拉伸状态，地面下降；在剪切中心的运动方向的前方(图 8-35 中的"+"号区)，岩块处于挤压状态，地面隆起。断层两盘中的一盘的隆起区与另一盘的下降区正好相对。这就造成了平移断层升降运动的四象限分布。这种升降现象已在活动平移断层中观察到。在剪切位移量较大的古平移断层中，这种升降能够达到当时地表剥蚀和沉积的程度而被保留在地质记录中，因而值得注意。

（三）平移断层的斜列引起的升降运动

平转断层带中的同走向的若干条平移断层常呈不同方式的斜列。如图 8-36 左图，二右行平移断层呈右列斜列。此二断层在走向上重叠的一段(图中的阴影区)就处于拉张状态，小则可形成走向与平移断层垂直的正断层，大则可以形成断陷盆地，称为拉分盆地。如果二右行平移断层像图 8-36 右图所示的左列斜列，则阴影区为挤压区，可以形成与平移断层走向相垂直的褶皱或逆断层，并在地面隆起。



图 8-36　平移断层的斜列引起的升降运动

第八节　韧性剪切带

一、剪切带的概念与类型

剪切带是泛指剪切作用集中的地带，它包括剪节理、褶皱岩层的层间滑动以及各种断层等。剪切带的宽窄不一，规模大小不等，但都具有强烈的剪切变形，剪切带以外两侧的岩石几乎没有变形。按照剪切变形发生时的岩石力学行为的不同，剪切带可以分为三种(Ramsay，1980)。

(一) 脆性剪切带

岩石发生脆性变形，以一明显的不连续面(断裂面)作为剪切变形的运动面，两侧岩石被其错开(图 8-37a)。

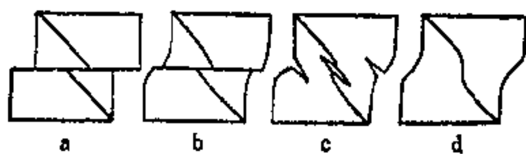


图 8-37　剪切带类型
(据 Ramsay，1980)
a—脆性剪切带；b、c—脆-韧性剪切带；d—韧性剪切带

(二) 韧性剪切带

岩石发生韧性变形，从一侧进入剪切带至另一侧，岩石被扭曲，但无明显断面，可以从其一侧连续追索到另一侧，从整体来看，剪切带两侧岩石却明显发生过位移(图 8-37d)，故也可称其为韧性断层。

(三) 脆-韧性剪切带

介于上述二者之间，即表现为连续扭曲的韧性变形，其间又有可见的断面将剪切带两侧岩石错开(8-37b)。这种剪切带的形成过程可分为两个阶段，即韧性阶段与脆性阶段。断层两侧牵引构造有些属于脆-韧性剪切带中从韧性变形过渡到脆性变形的产物；延伸逆断层也应属脆-韧性剪切带；又在一些剪切带中可以发现后期形成的雁列张节理岩脉(图 8-37c)，其成因也是韧性变形向脆性变形过渡发展的结果，有时也称其为韧-脆性剪切带。

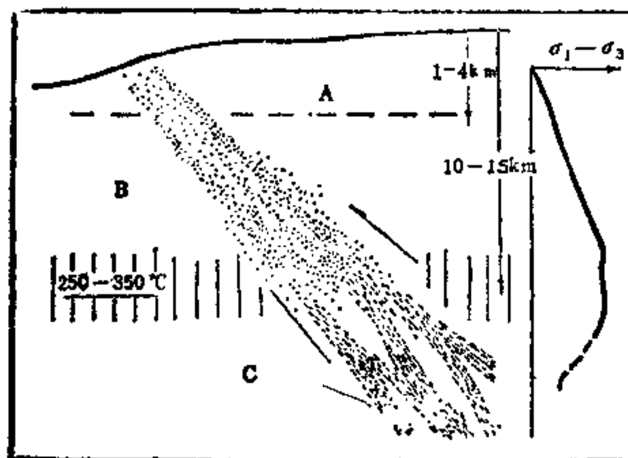


图 8-38　一条大型断层带的双层结构模式
(据 Sibson，1977)
A—未固结断层泥及角砾发育区；B—固结的压碎角砾岩及碎裂岩系列断层岩发育区，岩石为随机组构；C—固结的面理化糜棱岩系列及变余糜棱岩发育区。图之右侧曲线示应力差值($\sigma_1-\sigma_3$)随深度之变化；图中竖线区为脆性断层与韧性断层过渡区

以上三类剪切带发育于不同的深度，Sibson(1977)，以长英质岩石为准提出了断层的双层

结构模式(图 8-38),反映了随深度变化而发育的不同变形行为的断层,图中 $A+B$ 区为脆性断层发育区,C 为韧性断层发育区,二者过渡区的深度约为 10km～15km(图 8-38 竖线条区),按正常地温梯度,过渡区的温度约 250℃～350℃。Ramsay(1980)则将地壳挤压和拉伸区中这三类剪切带的深度变化分别绘制出理想模式图(图 8-39),同样表述了自地表浅部向深部依次发育脆性、脆-韧性、韧性剪切带的转变。

二、韧性剪切带特征及其研究

(1) 韧性剪切带的规模可大可小,大者延伸上千公里,宽度可达数十公里,小者仅为厘米量级。

(2) 韧性剪切带不存在露头尺度上可见的不连续面,但两侧岩石却发生了明显位移,带内岩石的变形和两侧岩石的位移均系通过塑性变形实现的。

(3) 韧性剪切带坐标系是:X 轴平行于剪切方向,XY 面是剪切面,Z 轴垂直于 XY 面,$Y \perp X$(图 8-40)。相应的应变椭球的三个主应变轴是 X_f、Y_f、Z_f,且假定 $X_f \geqslant Y_f \geqslant Z_f$,$Y_f$ 不变,即为平面单剪应变,在 XZ 面上测得主应变轴 X_f 与 X 轴的夹角为 θ',而先存的平面标志体在 XZ 面上的迹线与 X 轴在变形前的夹角为 α,变形后的夹角为 α';φ 为角剪切,在变形不大的情况下,剪应变 $\gamma=\mathrm{tg}\varphi$。根据计算得出剪应变与 θ'、α' 的关系式是:

$$\mathrm{tg}2\theta' = \frac{2}{\gamma} \qquad (8\text{-}6)$$

$$\mathrm{ctg}\alpha' = \cos\alpha + \gamma \qquad (8\text{-}7)$$

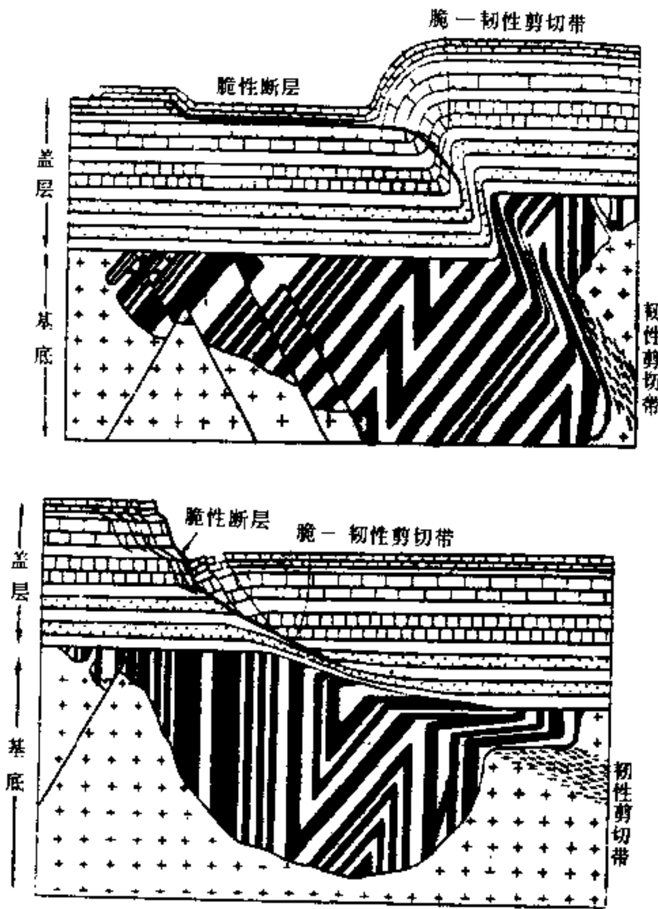


图 8-39 地壳挤压区(上)和拉伸区(下)三类剪切带随深度变化而发育的模式
(据 Ramsay,1980)

(4) 韧性剪切带是一个高应变集中带,但在带内变形规律是中心强,向两侧边界逐渐减弱。图 8-41(Ramsay,1980)下图的曲线表示自剪切带一侧向另一侧剪应变 γ 大小的变化,其中心之 γ 最大。

(5) 韧性剪切带可分为缓倾斜的韧性推覆剪切带、陡倾斜的韧性走滑剪切带及垂直片理化带(Mattauer,1980),以前二者为常见。

(6) 韧性剪切带中常发育有由矿物拉长或矿物集合体定向排列而形成的剪切带内面理(即 S 面理),其方位平行于带内应变椭球的 X_fY_f 面,但由于穿过剪切带不同部位的 X_f 轴方位是不断变化的,所以剪切带内面理方位亦随地面异,按第(4)条特征,其形态呈"S"形变化,亦即 S 面理在边界处与剪切方向交角 θ' 最大(不大于 45°),向中心 θ' 渐小。图 8-42 示自剪切带一侧至中心,剪应

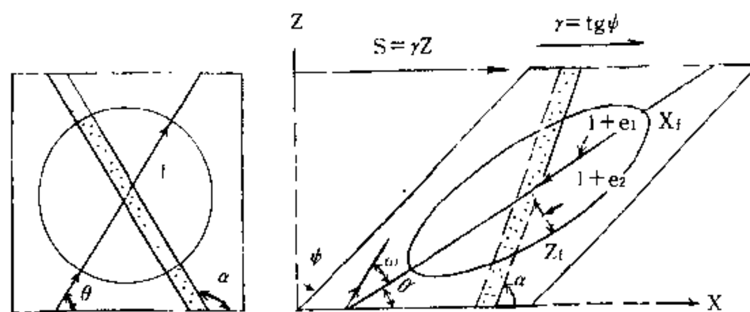


图 8-40　韧性剪切带坐标系及应变椭圆和剪切关系

（据 Ramsay，1980）

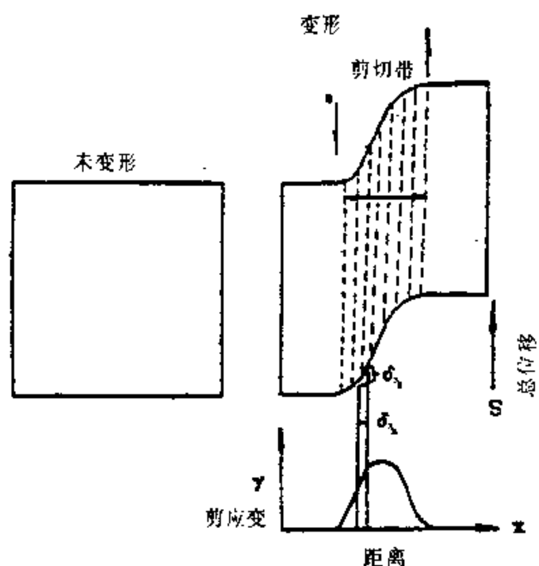


图 8-41　剪切带内剪应变变化

（总剪切位移 s 是由 δ_s 小单位积累计算的）

（据 Ramsay et al. ，1970）

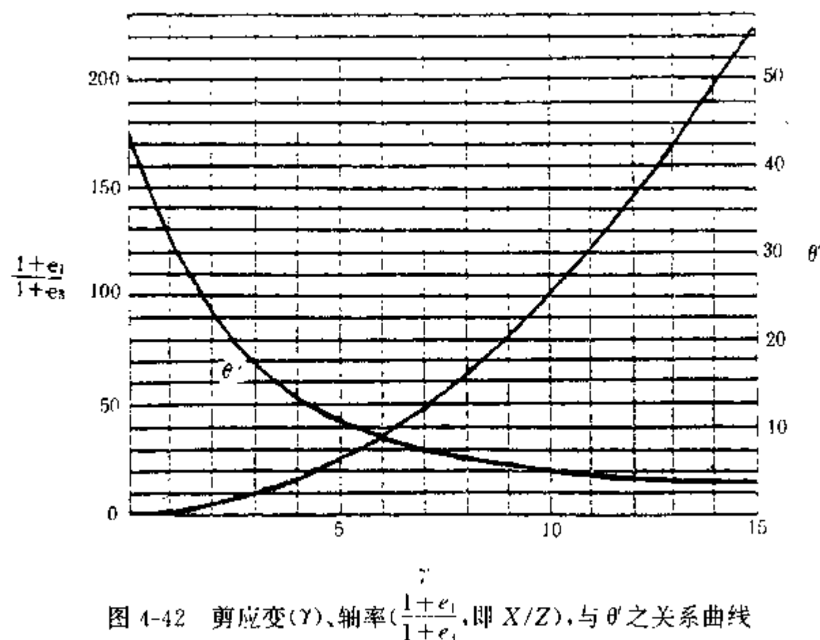


图 4-42　剪应变（γ）、轴率（$\frac{1+e_1}{1+e_3}$，即 X/Z），与 θ' 之关系曲线

（据 Ramsay，1980）

（虚线为轴率变化曲线）

变、轴率与 θ' 之关系曲线。

除 S 面理外，尚可发育另一组与剪切方向平行的面理，称糜棱面理或 C 面理，以及 S 面理面上的矿物拉伸线理。C 面理实际上是一系平行于剪切带边界的次一级的强剪切应变带，可由 S 面理逐渐演变而成，也可以由显微尺度的微小剪破裂面表现出来，常由细小的石英颗粒或云母等矿物的拉长拖尾所组成(见图 8-46c、d、e)。

发育于韧性剪切带中的另一种典型构造是鞘褶皱，以其枢纽平行于拉伸线理方向，面区别于一般褶皱(B 型褶皱)，故称为 A 型褶皱(图 8-43)，形似剑鞘，规模不大，以中小型为主。在垂直于运动方向的切面上(即 *YZ* 面)，褶皱形态为眼球状或封闭的椭圆形(图 8-44)，这是识别鞘褶皱的主要特征，在 *XZ* 切面上，褶皱呈强烈的倒转或同斜形态，在 XY 切面上呈舌状，其上发育有拉伸线理。Ramsay(1980)认为，鞘褶皱是由先存褶皱经强烈的剪切作用进一步演化而成，故其枢纽被拉成紧闭的曲线状(图 8-45)。

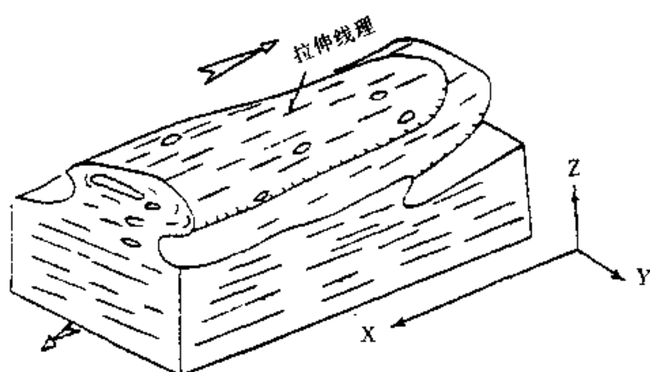


图 8-43　鞘褶皱形态及其应变轴方位
(据 Mattauer,1980)
箭头示剪切动向

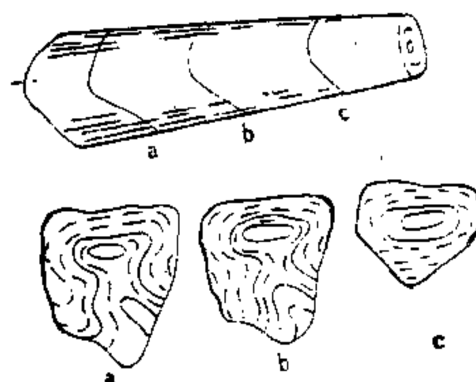


图 8-44　鞘褶皱在 *YZ* 面上的形态
(引自郑亚东等,1985)

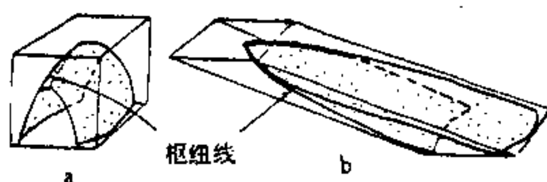


图 8-45　剪切带中先存褶皱(a)
经剪切作用进一步演变而成鞘褶皱(b)
(据 Ramsay,1980)

(7) 韧性剪切带的剪切位移 *S* 是由穿过剪切带逐点测得之 θ' 角(即 S 面理与剪切带边界之交角)按(8-6)式逐点算出剪应变 γ，作出如图 8-41 之下图曲线求得，即以该曲线所围限的面积为总剪切位移。

(8) 韧性剪切带中的典型断层岩是糜棱岩系列。

糜棱岩一词系 C. Lapworth 于 1885 年提出，原指产出于英国莫因断层中由脆性破碎、研磨而成的具层纹构造的细粒岩石(显微压碎角砾岩)。自 1960 年以来，J. M. Christie(1960)、T.

H. Bell and M. A. Etheridge(1973)等研究表明，包括原定名地点在内的许多糜棱岩并非脆性变形岩石，而主要是在较高的温、压及低应变速率条件下晶体发生塑性变形形成的断层岩；1981 年在美国加州圣迭戈举行的关于糜棱岩国际研讨会上对糜棱岩的特征达成了三点共识：

(a)与原岩相比，粒度显著减小；

(b)具有增强的面理、线理；

(c)发育于较窄的强应变带内。此后，糜棱岩作为韧性剪切带的典型断层岩，是塑性变形的产物这一点已是举世公认的了。

糜棱岩肉眼观察颗粒细小、致密坚实具有纹层状的特点颇似硅质岩，镜下观察具镶嵌结构，由残斑和基质构成，在长英质糜棱岩中，残斑多为长石或石英，基质则以石英为主，表现出明显的塑性变形，第五章中提到的各种塑性变形机制形成的构造均能见到，如多边化作用形成的亚颗粒、动态重结晶作用形成的具锯齿状边界的新晶粒、压溶作用形成的压力影构造等。此外，还发育有经塑性拉长而成的缎带状石英颗粒、S-C 面理、由残斑及其周围重结晶的细小新晶粒组成的核幔构造以及由于韧性剪切作用所产生的各种旋转构造等。糜棱岩发育的后期由于温度逐渐降低而导致退火重结晶(由于其时变形不再进行，故也称静态重结晶)，使得颗粒增大而形成变余糜棱岩和构造片岩。表 8-1 列出长英质糜棱岩系列及变余糜棱岩、构造片岩的分类(综合朱志澄等，1990；郑亚东等，1985；单文琅等，1991 年编制)。

表 8-1　糜棱岩系列、构造片岩类分类表

岩类	构造	结构	岩石名称	基质含量	基质粒径	碎斑大小	重结晶程度
糜棱岩类	流状构造	糜棱结构	糜棱化岩石	<10%	<0.05mm	>2mm	动态重结晶
			初糜棱岩	10%~50%		0.2mm~2mm	
			糜棱岩	50%~90%		<0.2mm	
			超糜棱岩	>90%			
		千糜结构	千糜岩	>90%			
		变余糜棱结构	变余糜棱岩		0.05mm~0.5mm		静态重结晶
构造片岩类	片理 片麻理	变晶结构	构造片岩 构造片麻岩		>0.05mm		

(9) 韧性剪切带剪切指向的确定除依据标志层被错开的直接观察外，尚可根据以下构造予以判断(图 8-46)：

(a) S-C 面理：二者锐交角指示邻侧运动方向(图 8-46 a 和 b)；

(b) 旋转构造中的 σ 碎斑系和 δ 碎斑系形成的拖尾构造(图 8-46 c 和 d)的"尾"尖指示邻侧动向；

(c) 云母"鱼"中云母(001)解理与鱼尾的拉长，前者相当于 S 面理，后者相当于 C 面理(图 8-46e)，鱼尾尖指示邻侧动向；

(d) 与残斑或碎斑中微型剪切面的动向相同(图 8-46f 左图)；与书斜式的正断方式的错动旋向相反(图 8-46f 右图)；

（c）黄铁矿压力影中纤维状晶体的非对称式的展布（图8-46g），压力影尖端指示邻侧动向；

（f）层内紧闭小褶皱的不对称发育(图 8-46h)。

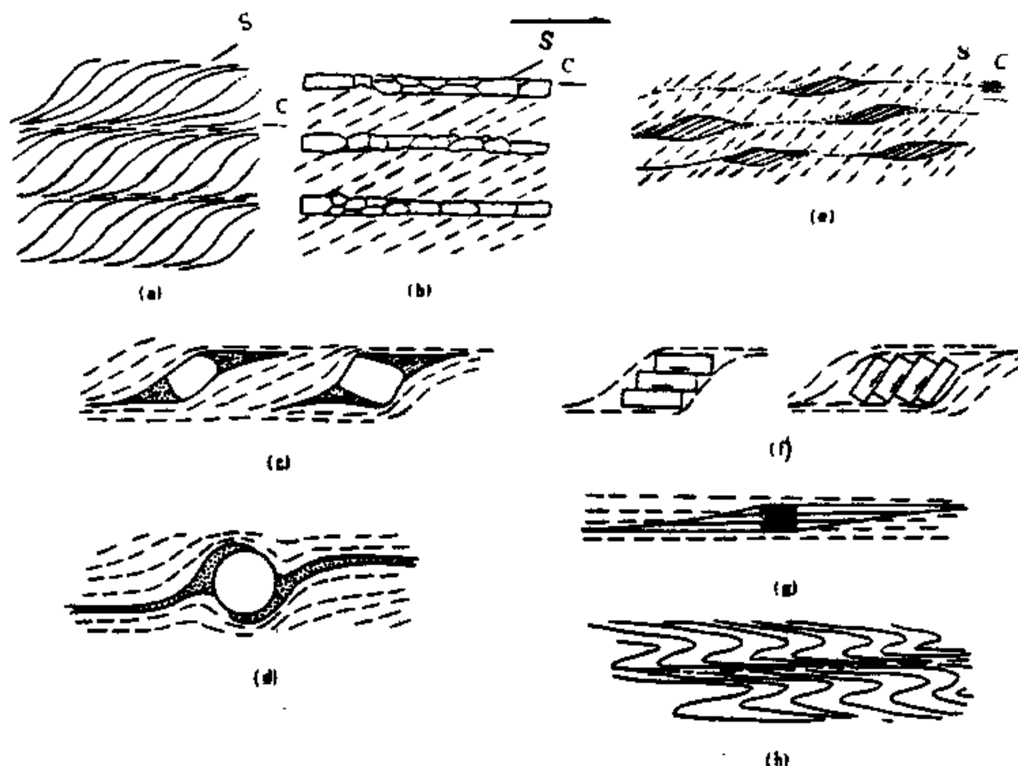


图 8-46 糜棱岩中运动学判别标志

（据单文琅等，1991）

（各小图均指示右行剪切）

第九节 伸展构造概述

伸展构造是和挤压构造具有同等重要意义的另一种地壳或岩石圈构造，其规模和分布均可与挤压构造相匹敌。长期以来由于强调造山带构造的研究，而造山带构造又以挤压变形为特征，故忽视了由岩石圈引张作用造成的具有全球范围分布的伸展构造。前面对正断层成因分析及由重力滑动所分析的逆掩断层推覆构造成因就是伸展构造的一种表现形式。在我国，马杏垣教授于本世纪 80 年代初期就已积极倡导并率先进行了伸展构造和重力滑动构造的研究（马杏垣等，1981；马杏垣，1982），从而引起了我国构造地质界的重视并有力地推动了这方面的研究。

伸展构造是在岩石圈水平拉张作用下形成的以正断层为主体的组合构造系列。由于在一定条件下地壳水平运动和垂直运动可以互相转化，因此区域性隆起上升作用又可导致地壳表层的侧向拉张，进而形成伸展构造。按正断层的各种组合，伸展构造的主要类型有以下几种主要构造类型：

（一）大型地堑、地垒（见图 3-11）

（二）半地堑

由若干条产状大体相同的正断层组成，由于各断层依次向一侧断落，因而形成阶梯状断层系，断层倾向与其所夹岩层倾向一致者为同向断层系，反之为反向断层系；若阶梯状断层发育于大型坳陷一侧，则构成箕状构造（图 8-47）。在由掀斜构造、阶梯状断层、地堑、地垒各种构造的组合中还可形成盆岭构造，即由不对称的纵向单面山（山岭）及其间的盆地组合而成的构造地貌单元，如美国西部科迪勒拉山系的盆岭区，我国长江中下游的鄂湘赣一带的中新生代构造也具有盆岭式构造特色。

以上二种均可形成大型断陷盆地，如我国中生代华北盆地、松辽盆地等。

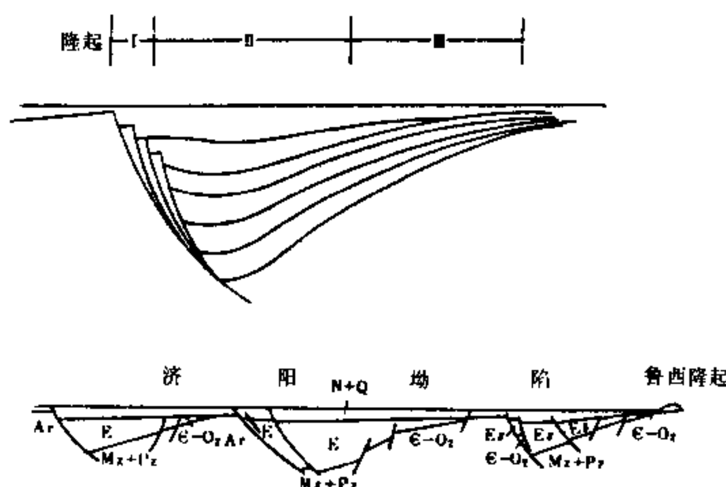


图 8-47　箕状构造（上图）及山东济阳坳陷中的箕状构造（下图）
（引自朱志澄等，1990），
Ⅰ—断阶带；Ⅱ—深凹带；Ⅲ—斜坡带

（三）裂谷

从构造类型看，裂谷为一巨型地堑系，是在区域性岩石圈伸展隆起背景上形成的巨型断陷。有大陆裂谷（东非裂谷）、陆间裂谷（红海裂谷）、大洋裂谷（大西洋中央海岭上的裂谷）之分，三者共同构成全球裂谷系演化系列，它们依次反映大陆裂开→漂移→海底扩张的岩石圈动力学过程，当然，并非所有大陆裂谷都会演化成大洋裂谷。

（四）剥离断层

剥离断层（denudational fault）一词是 R. L. Armstrong1972 年提出，指发育于美国西部盆岭区的犁状低角度正断层，它使较浅层次的年青地层直接覆盖在较深层次的老地层之上；由于这种构造剥蚀作用使地壳深部的岩石逐渐上升而出露于地表。因此也有称其为拆离断层（detachment fault）。

这种断层是因地壳水平伸展而造成垂向变薄的构造反映，向下往往变平并向近水平的韧性剪切带过渡，一般产出于盖层与基底之间，其上，下盘岩石的变形行为明显不同，上盘为脆性伸展变形，下盘为韧性变形，形成糜棱岩带，并可因其被拆离逐渐上升至浅表而被脆性变形叠加，断层带之下的古老变质岩则常呈穹状隆起而组成“核”，称变质核杂岩，其上部为糜棱岩化变质岩。剥离断层剖面结构示意于图 8-48，其中绿泥石角砾岩即为近上盘的糜棱岩受脆性变

形叠加而形成的断层岩。

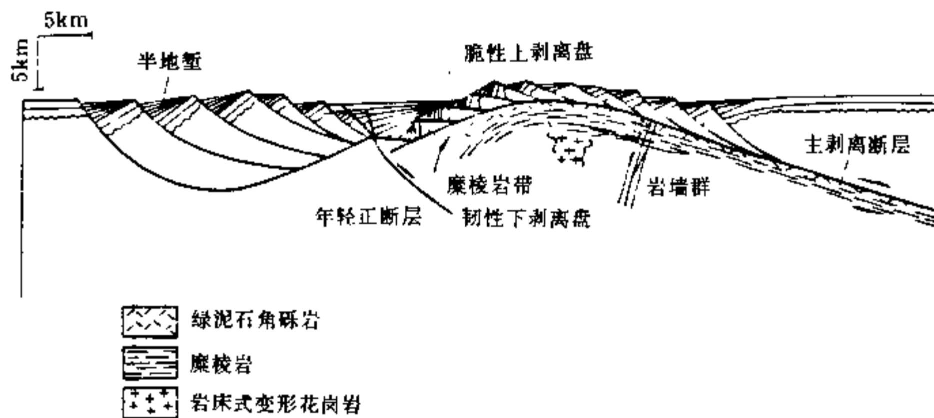


图 8-48 剥离断层和变质核杂岩剖面结构示意图

（据 Lister，1989，引自朱志澄等，1990）

主要参考文献(8)

1. 马杏垣，1982，论伸展构造，地球科学 7(3)。
2. 黄钟瑾、沈修志、孙岩，1984，苏皖浙交界逆掩-推覆构造及构造分带性的成因研究，南京大学学报(自然科学)(2)。
3. 宋鸿林、单文琅，1987，剥离断层、板块内近水平的剪切带与伸展构造，地球科学 12(5)。
4. 俞鸿年、张伯友，1991，浙江璜山韧性变形变质金矿带显微构造变形研究，南京大学学报(地球科学)(2)。
5. 郑亚东、常志忠主编，1985，岩石有限应变测量及韧性剪切带，地质出版社。
6. 朱志澄、宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。
7. 朱志澄，1991，逆冲推覆构造(二版)，中国地质大学出版社。
8. 单文琅、宋鸿林、付昭仁、任建业，1991，构造变形分析的理论方法和实践，中国地质大学出版社。
9. Hobbs B. E. et al.，1976，构造地质学纲要(刘和甫等译，1982)，石油工业出版社。
10. Anderson E. M.，1951，The dynamics of faulting Oliver and Boyd，Edinburgh.
11. Hafner W.，1951，Stress distributions of faulting，Geol. Soc. Am. Bull. (62)，372～398.
12. Moody J. D. and Hill M. J.，1956，Wrench fault tectonics，Geol. Soc. Am. Bull. (67)，1207～1246.
13. Hubbert M. K. and Rubey W. W.，1959，Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting，Geol. Soc. Am. Bull. (70)，115～206.
14. Gouguel J.，1962，Tectonics，W. H. Freeman and Company，San Francisco and London.
15. De Sitter L. U.，1964，Structural Geology，2nd. ed.，McGraw-Hill，New York.
16. Hsü K. J.，1969，Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust fauling and of landsliding，Geol. Soc. Am. Bull. (80)，927～952.
17. Lajtai E. Z.，1969，Mechanic of Second order faults and tension gashes，Geol. Soc. Am. Bull. (80)，2253～2272.
18. Billings M. P.，1972，Structural Geology，3rd. ed. Prentice-Hall，New Jersey.
19. Müller W. H.，Haü K. J.，1980，Stress distribution in overthrusting Slabs and mechanics of Jura deformation，Rock Mechanics，Supple (9)，219～232.
20. Brewer J. A. et al.，1981，COCORP seismic reflection profiling across thrust faults，in McClay. K. R. and N. J. Price eds.，Thrust and Nappe Tectonics.

21. Cooper M. A. ,1981,The internal geometry of nappes;criteria for models of emplacement,in McClay K. R. and N. J. Price eds. , Thrust and Nappe Tectonics.

22. Mandl G. and Craus W. , 1981, Gravitational gliding in deltas, in McClay K. R. ,and N. J. Price eds. , Thrust and Nappe Tectonics.

23. Mandl G. and Shippan G. K. ,1981,Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. in McClay K. R. and N. J. Price eds. , Thrust and Nappe Tectonics.

24. McClay K. R. ,1981,What is a thrust?What is a Nappe?in McClay K. R. and N. J. Price eds. , Thrust and Nappe Testonics.

25. Price P. A. , 1981,The Cordilleran forelard thrust and fold belt in the Southern Canadian Rocky Moun tains. in McClay K. R. and N. J. Price eds. , Thrust and Nappe Tectonics.

26. Sibson R. H. ,1977,Fault rocks and fault mechanisms, J. Geol. Soc. (133) Part3.

27. Ramsay J. G. ,et al. ,1970,Strain variation in shear belts, Canadian J. Earth Sci. (7).

28. Ramsay J. G. , 1980,Shear zone geometry;a review, J. Struct. Geol. 2(1/2).

29. Lister G. S. et al. , 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extention in the northern Colorado River region, U. S. A. , J. Struct. Geol. 11(1, 2).

第九章 褶皱成因分析

自从 Van Hise 于上世纪末提出同心褶皱与相似褶皱及其形成作用的概念以来，尽管褶皱形成机制的研究有了很大的发展(De Sitter，1937；Kuenen and De Sitter 1938；Biot，1961；Ramsay，1962、1967；Ramberg H.，1963；Donath and Parker，1964；Ghosh，1968)，但至今他提出的这两种褶皱形成作用仍然作为经典模式，用以解释确实存在的同心褶皱与相似褶皱的许多特点。因此，现在对褶皱成因的分析，也不能排除这两个经典模式(De Sitter，1964；Billings，1972；Hills，1972；Hobbs et al.，1976；Spencer，1977)。

第一节 褶皱形成机制

从力的作用方式对褶皱岩层的关系看，造成岩层褶皱的作用力有两种，即水平挤压与垂直挤压。若假定褶皱岩层的原始产状近于水平，则前者表现为顺层挤压，称纵弯褶皱作用；后者表现为垂层挤压，称横弯褶皱作用。从褶皱形成过程中的物质再分配或运动方式看，可以分为流动与滑动两种机制。宏观上，流动是连续的位移(图 9-1a)，滑动是不连续位移(图 9-1b)(Donath and Parker，1964)；也可以说，流动是微观尺度(晶粒尺度)的滑动(Hobbs et al.，1976)。但应指出，流动与滑动之间并无不可逾越的界线，二者在一定条件下可以过渡、转化，并可以同时出现在同一褶皱的形成过程中。这两种作用是分析褶皱形成机制的基础，本节将阐述二者在各种不同条件下的具体表现。

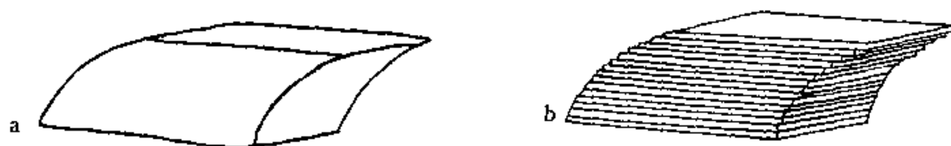


图 9-1 宏观上的流动(a)与滑动(b)
(据 Donath and Parker，1964)

一、纵弯褶皱作用

使平板受平行于其长轴方向的顺层挤压，平板发生弯曲，是纵弯褶皱作用。纵弯褶皱作用使岩层形成的褶皱是同心褶皱，De Sitter(1964)称之为同心褶皱作用。

力学性质不同的岩层发生纵弯褶皱作用后，其内部的应变与应力分布状况也是不相同的。有两种经典模式可以说明纵弯褶皱作用对不同岩性的两种不同反应，即弯滑与弯流。相对而言，弯滑模式系表征强岩层中的纵弯褶皱作用，可称为弯滑褶皱作用；弯流模式系表征弱岩层中的纵弯褶皱作用，可称为弯流褶皱作用。

(一) 弯滑褶皱作用

弯滑实指多个岩层发生纵弯褶皱作用过程中上、下层之间的滑动，但这种滑动的产生同单层纵弯时的内部应变分布密切相关。因此，这里首先考察单层强岩层受顺层挤压后内部的应变

与应力分布状况。

从图 9-2 上可以看出，岩层内部应变明显地分为两部分，外弧部分(背斜上面二排或向斜下面二排)为拉伸应变区，内弧部分(背斜下面二排或向斜上面二排)为压缩应变区。从应力看，外弧部分为张应力作用区，内弧部分为压应力作用区，二者之间存在一中和面(图 9-2 中粗黑线代表的面)，为一无应变面，其上既无拉伸又无压缩。以背斜而言(下同)，张应力自中和面向上递增，压应力向下递增。拉伸区与压缩区的变形随岩石相对强、弱程度的不同而有两种构造表现：

第一，在褶皱岩层较软弱的情况下，拉伸区厚度变薄，压缩区变厚(图 9-3b)或挤成小揉皱(图 9-3d)。随着弯曲不断发展，拉伸区岩石愈益减薄，压缩区岩石则逐渐加厚。由于中和面是拉伸应变与压缩应变转换的标志面，因此，这就意味着中和面位置有向上移动趋势。

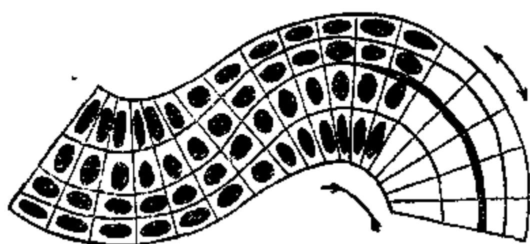


图 9-2　弯滑模式图

(据 Ramsay，1967)

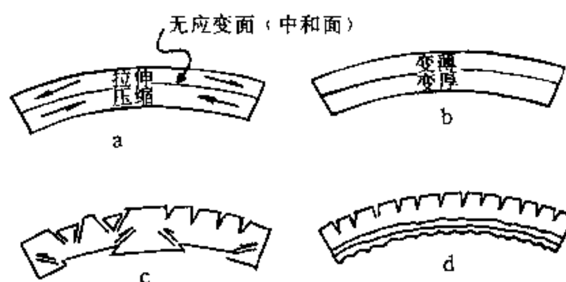


图 9-3　弯滑褶皱作用的应变及内部构造表现

(据 Billings，1972)

第二，在强岩层中，拉伸区发育张破裂(或地堑和地垒)(图 9-3c、d)，压缩区发育小逆断层(图 9-3c)。随着弯曲的不断发展，拉伸区的张破裂逐渐向下延展，因而中和面也随之下移(图 9-4)。应当说明，上述两种情况总的来说都是发生在强岩层中的，因此，在第一种情况的相对较弱的岩石中，拉伸区与压缩区的连续变形终究会被不连续变形所取代。从这个意义上来说，中和面位置变化的总趋势应是下移而不是上移。

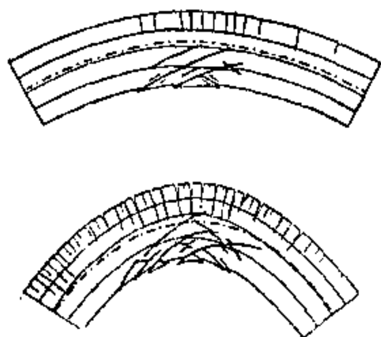


图 9-4　单层弯滑褶皱发展中中和面位置变化

(据 Ramsay，1967)

弯滑作用形成的褶皱，因其上下界面共有一个曲率中心，各个部位垂直于界面方向上的原始厚度相等，且上下界面彼此平行(图 9-3、9-4)，故称为同心褶皱、等厚褶皱或平行褶皱，属 Ramsay(1967)按等倾斜线型式褶皱分类中的 I_B 型。

一套岩层发生纵弯褶皱作用时不存在整体的统一中和面，但各单层内部的应变(与应力)分布仍如图 9-2、9-3 所示。弯滑作用的主要形式正是由上层内弧部分的挤压与相邻下层外弧部分的拉张所产生的以层面为运动面的层间滑动(图 9-5)。层间滑动的规律是上层向背斜的转折端滑动；下层向向斜的转折端滑动。其滑动方向垂直于枢纽，层面上常留下垂直于枢纽方向的擦痕(图 9-5)。由于层间滑动，可以产生下列构造现象。

1. 层内小褶皱

夹于二强岩层之间的弱岩层，由于其上下邻层的滑动所产生的力偶作用而在主褶皱的翼

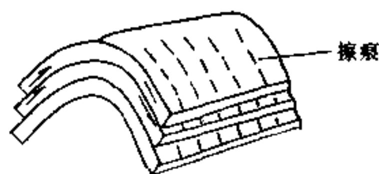


图 9-5 纵弯褶皱作用中的层间滑动

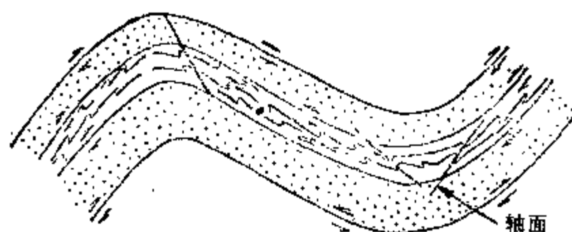


图 9-6 层间滑动产生的层内小褶皱

(据 Spencer,1977)

部产生不对称的层内小褶皱(图 9-6)。小褶皱两翼的倾斜很不一致,长翼倾斜与所在主褶皱翼部倾斜近于平行或小角度相交,短翼倾斜与所在主褶皱翼部倾斜大角度相交。相邻二长翼及其间短翼之联线在主背斜左翼(亦即主向斜右翼)呈"Z"形,在主背斜右翼(亦即主向斜左翼)呈"S"形。据此,可以判断小褶皱所在主褶皱部位。利用小褶皱轴面(轴迹)与其上下层面的锐交角指向邻层滑动方向这一特点,结合上述层间滑动规律,便可鉴别该处岩层的顶、底面,进面判断岩层层序的正、倒以及该处位于主褶皱的哪一翼。但须注意,此种方法在平卧褶皱产状水平的岩层中和主褶皱已经翻卷的地区不适用。

2. 背斜枢纽部位的断裂破碎现象

当强、弱岩层互层发生弯滑作用时,背斜枢纽部位的强岩层常因其坚脆而难以进一步弯曲,其下之弱岩层则因流动而上冲,并可挤断强岩层,使之破碎成许多大小不等的碎块(图 9-7)。

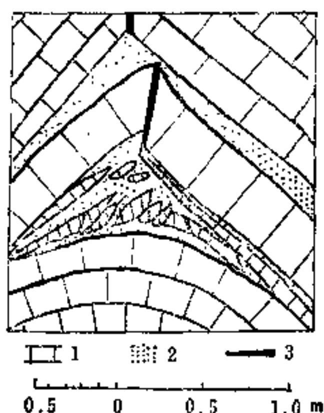


图 9-7 背斜枢纽部位强岩层的断裂破碎现象

(据 Кириллова,1958)见于苏联里昂河谷

1—石灰岩;2—泥灰岩;3—断层

3. 褶皱转折端的虚脱现象

相邻二强岩层发生弯滑作用时,常在褶皱转折端出现虚脱现象,形成鞍状空隙(图 9-8),如有含矿物质充填可形成鞍状矿床。

(二) 弯流褶皱作用

软弱的岩层遭受顺层挤压作用时,其内部应变类型与弯滑作用不同,对比图 9-2 与图 9-9 即可看出,弯滑作用中的岩层各点变形为纯剪变形,变形前的方形块,变形后为长方形块。而弯流作用中各点的变形为单剪变形,变形前的长方形块,变形后为长菱形,而且其剪切方向平行层面,即顺层剪切或顺层流动,剪切方向或物质流动方向是,外弧部分相对于内弧部分向褶皱转折端流动。这种方式形成的褶皱同样保持岩层原始厚度不变,因而亦属同心褶皱或 I_B 型褶皱。顺层流动产生的原因,除受岩石力学性质控制外,Ramsay(1967)认为这同沉积岩层中先存的平行于层理的弱面(如层内小纹层或粒级

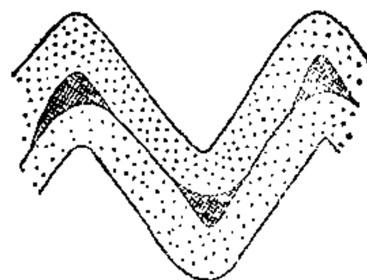


图 9-8 褶皱转折端的虚脱的现象

层等)有关。Ramsay 还指出，这种模式也能导致层间滑动，即当单剪应变在整个层中是不均一的，而且在层的边界的运动又较强烈的情况下，便会引起层间滑动。其滑动规律仍然是上层向背斜转折端滑动。De Sitter(1964)从弹性弯曲向弹粘性流动转化的角度出发，提出过弯流作用的另一种模式(图 9-11)，并认为当顺层剪应力超过形成流动的极限时，顺层剪切面乃发展成为同心剪裂面。沿同心剪裂面的剪切方向与 Ramsay 的模式(图 9-9)所显示的一致。Kuenen and De Sitter 早在 1938 年用粘土挤压实验重现了同心剪裂面(图 9-10)。

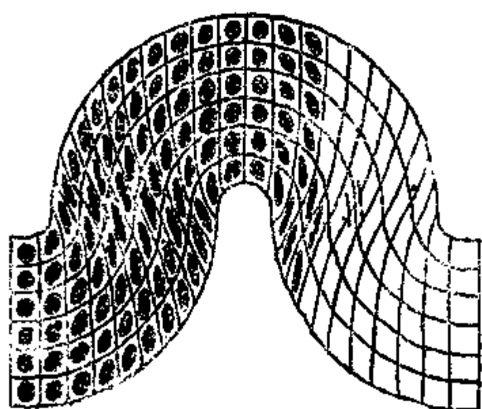


图 9-9　弯流模式图
(据 Ramsay，1967)
(说明见正文)

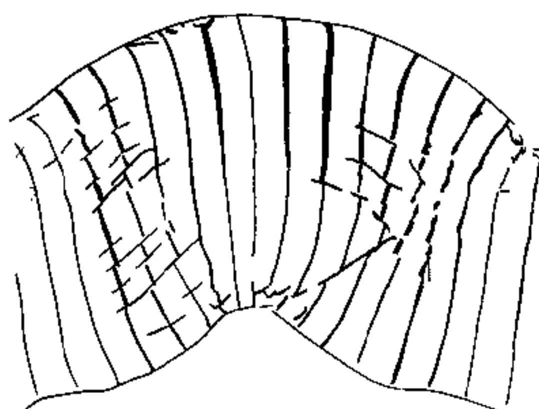


图 9-10　粘土挤压实验模型
(据 Kuenen and De Sitter，1938)
(褶皱翼部发育的同心剪裂面与破裂逆断层)

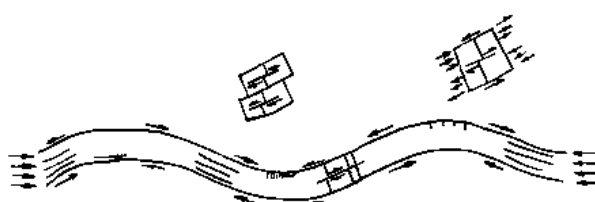


图 9-11　由弹性弯曲向弹粘性流动转化过程中产生的顺层流动模式
(据 De Sitter，1964)。

上述弯滑与弯流两种模式，虽然应变类型不同，但却有一个共同的特点，即二者均以层面为界，应变方向在弯滑模式中是平行于层面的拉伸或压缩，在弯流模式中剪切也是平行于层面的。这不仅说明二者形成的褶皱皆属同心褶皱，而且还意味着上下岩层界面在褶皱形成过程中起着明显的控制作用，褶皱形态直接由界面的弯曲反映出来，换言之，褶皱是界面的“真”弯曲(Donath and Parker，1964)。

下面进一步考察多个岩层受顺层挤压作用的变形情况，主要是两强岩层间夹一弱岩层的变形情况。

在强、弱岩层相间的多个岩层发生纵弯褶皱作用时，其褶皱形态受强岩层的褶皱形态控制，强岩层在整体褶皱形态中起着骨干作用。强岩层之间的弱岩层被动地以弯流作用来适应。随着褶皱不断发展，弱岩层中的顺层剪切作用也不断加强，其结果是导致平行于褶皱轴面方向的明显拉伸和与其垂直方向上的压缩，此时的弯流作用既有顺层流动，也有切层流动(非顺层流动)。如果说单一的顺层流动尚可保持岩层的原始厚度不变而形成同心褶皱，那么，在切层流动的参与下，岩层的厚度将不再保持不变，而是在转折部位加厚，在翼部减薄，形成Ⅲ类褶皱(顶厚褶皱)。尽管整体褶皱形态仍受强岩层的同心弯曲形态所控制，但却造成剖面上、下褶皱

形态的不协调现象(图 9-12)。由于自然界组成褶皱各岩层力学性质的差别是普遍存在的,因此,两种不同形态的褶皱同时存在于一个剖面之中的不协调现象也是常见的。



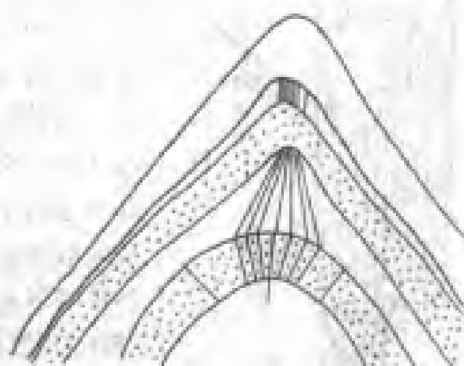


图 9-12　褶皱的不协调现象

(据武汉地质学院编《地质构造形迹图册》,1978)

见于山东五莲白垩系砂岩夹页岩层中,右图为根据左图片中间部分岩层界线所作的素描(比例稍放大);层中的直线为等倾斜线;带点的岩层为砂岩,砂岩间为页岩

不论弯滑作用或弯流作用,其形成的同心褶皱都是在较强硬的岩层之中,或比较浅层的环境中,若岩性相对均一的多个强岩层发生同心褶皱,其向下延伸也不会太深。典型的同心褶皱形态如图 9-13 所示,由于背斜弯曲的曲率半径自上向下逐渐减小,故在一定深度下必然消失。

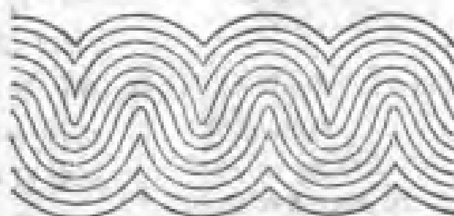


图 9-13　典型的同心褶皱

二、剪切褶皱作用

典型的相似褶皱(Ⅱ类)(图 9-14)是由剪切褶皱作用形成的,因而剪切褶皱作用也称相似褶皱作用或滑褶皱作用。剪切褶皱作用的机制是在侧向挤压力作用下岩层沿着一系列与层面不平行的密集剪裂面或劈理面发生差异滑动而产生褶皱。这种差异滑动与弯滑作用的层间滑动有三点区别:

(1)滑动面不是原生层面,而是次生的变形面;

(2)滑动方向不是顺层的,而是切层的,为图 9-14*PQ* 箭头所示;

(3)滑动作用不限于层内,不受层面控制,而是穿层的。

在剪切褶皱作用过程中,层面的行为是被动的,它只是作为反映差异滑动或不连续位移的一种标志面。由于一系列不连续位移造成岩层的褶皱,并非岩层本身的"真"弯曲,因此这种褶皱作用又称为被动褶皱作用。从图 9-14 的上方虚线连接的弯曲可以明显地看出来。

由上可知,剪切褶皱作用形成的相似褶皱与弯流褶皱作用形成的顶厚褶皱,不仅在形态上不完全相同(只有一点相同,即轴部厚度大于翼部厚度),而且在形成机制上也有差别。顶厚褶皱形成过程中岩层内部的物质运动(不论顺层流动还是切层流动)受上下层面所限制,属层内流动,而且在宏观上没有形成滑动面(同心剪裂面是经过应变硬化的最后发展结果,而不是初始物质运动的面)。相似褶皱形成过程中岩层内的物质运动是沿着宏观上的滑动面滑动的,其运动方向与层面斜交,即不但切层而且不受层面限制,是穿层的;所以穿层滑动是相似褶皱形

成的必要条件。但是，正如本章开始所述，流动与滑动之间存在着一系列过渡形式，流动可以随着岩石变形环境因素(诸如温度、压力、溶液、应变速率等)的变化而过渡、转变为滑动，反之亦然。据此，Donath and Parker (1964)在弯曲褶皱作用(包括滑动与流动，相当于本书之纵弯褶皱作用)与被动褶皱作用之间又分出准弯曲褶皱作用及相应的褶皱成因类型；并以褶皱各岩层的平均韧性及各个层的韧性差的变化为依据，作出上述各类褶皱作用区间分布图(图 9-15)。从该图可以看出，在韧性差小的褶皱层系中，只要提高层系的平均韧性，弯滑褶皱作用就可以向弯流褶皱作用过渡，转变成被动褶皱作用(图中自 B 点向上虚线所示路径)。在韧性差大的褶皱层系中，提高层系的平均韧性，弯滑褶皱作用可以向弯流褶皱作用、准弯曲褶皱作用过渡而达到被动褶皱作用，如图 9-15 中之 A 所示。

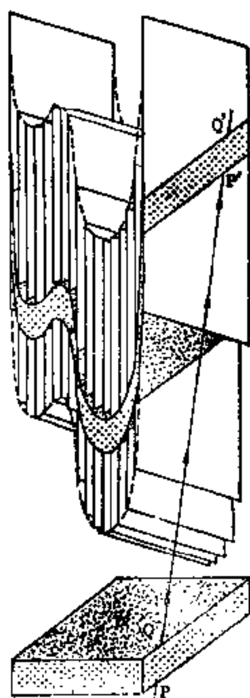


图 9-14 剪切褶皱作用形成的相似褶皱

(据 Hobbs et al.，1976)

(PQ 箭头示滑动方向，图上方的虚线示出了由不连续位移造成岩层的被动褶皱)

剪切褶皱作用及其产生的相似褶皱机制常被比拟为一叠卡片之间平行的差异运动，(图 9-16)。该图作为一种直观的表现图形并无不可，但作为一种模式图形则不可取。因为按照这种模式，相似褶皱只是受了垂直于层面的差异挤压作用而形成，与其他作用无关。从图中可以看出，岩层的剖面长度在褶皱前、后没有改变，这就意味着在相似褶皱形成过程中不存在侧向挤压作用及相应的压扁作用，而沿劈理面的差异剪切滑动只是来自与层面垂直的不均一挤压作用。一些学者认为压扁作用在相似褶皱形成中起着重要的作用。Cloos(1947)对美国马里兰州南山褶皱岩层中鲕粒被压扁现象进行了研究，他认为在肉眼可见的劈理面出现以前就已经发生压扁作用。Ramsay(1962)把压扁作用看作是相似褶皱作用中最重要的变形特征，并认为这种不均匀的压扁作用导致了物质沿轴面方向上差异剪切滑动，从而形成相似褶皱。De Sitter 也曾用从弹性变形的压扁作用(图 9-17)过渡到塑性剪切滑动，进而发展成垂直于侧向挤压力方向的劈理这种机制，来说明相似褶皱的发育(图 9-18)。

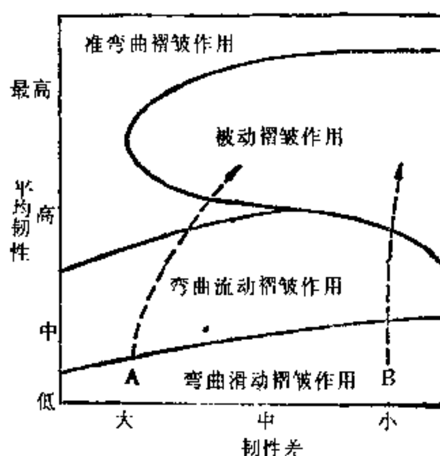


图 9-15 褶皱作用区分布图

(据 Donath and Parker，1964)

(准弯曲褶皱作用指不规则层内流动和穿层流动作用)

Davis(1984)在剪切褶皱的形成作用中强调压溶作用及其愈合的机制(见图 10-5)。

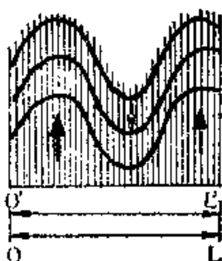


图 9-16 剪切褶皱作用模式图

(据 Hills，1972)

有一点是很清楚的，由压扁作用导致的差异剪切滑动，其滑动面必定与轴面大致平行。根据上述，沿着这样一些滑动面发生差异滑动能够使得同一弯曲层各部位的轴面厚度保持相等，相应地却引起同一弯曲层各部位的真厚度发生改变，枢纽

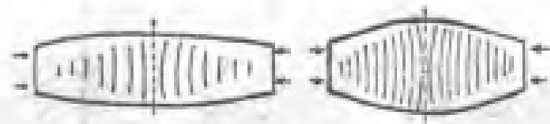


图 9-17 弹性应变的压扁作用及塑性剪切滑动的产生
（据 De Sitter，1964）

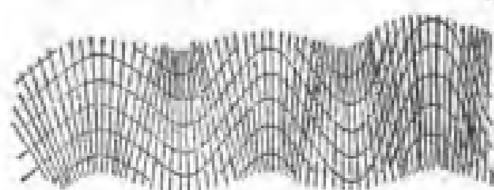


图 9-18 相似褶皱的发育过程
（据 De Sitter，1964）

部位大大加厚，翼部大大减薄，从而形成典型的相似褶皱。由此可见，就褶皱层真厚度的这种变化而言，物质自翼部向枢纽部位的顺层流动也并非造成枢纽部位岩层厚度大于翼部的唯一机制。

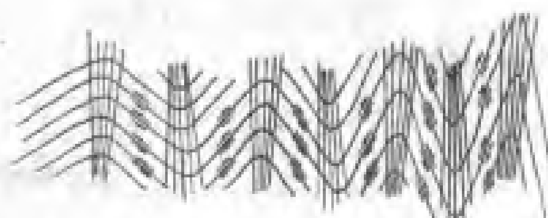


图 9-19 棱角褶皱作用发展过程（自左至右）及人字形褶皱的形成
（据 De Sitter，1964）

相似褶皱常见于岩性比较均一的弱岩层中。这种褶皱的平均韧性高，而韧性差小。在高温、高围压的环境下有利于相似褶皱的发育。与同心褶皱相比，相似褶皱发育的深度较大，是变质岩区常见的一种褶皱类型。



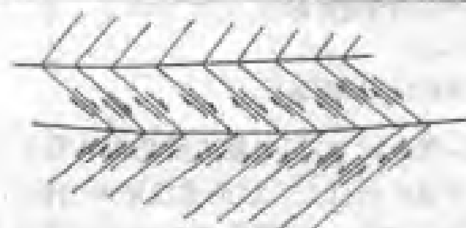


图 9-20 西藏日喀则地区薄层砂岩与粉砂岩互层中的人字形褶皱
（据武汉地质学院《地质构造形迹图册》，1978）
下图为上图照片的部分素描

在 De Sitter（1964）的相似褶皱作用一类中还包括棱角褶皱作用（或称手风琴褶皱作用）。这种褶皱作用形成人字型褶皱或尖棱褶皱（图 9-19、9-20）。棱角褶皱作用中，大致平行的密集滑动面仅集中发育于褶皱的枢纽部位，因而剪切滑动也只出现在枢纽部位，而在翼部则仍为层间滑动。因此人字形褶皱的形态特征是，转折端尖楞，该部位岩层厚度增大，而翼部岩层厚度则保持不变，它实际上包含有剪切褶皱作用与弯滑褶皱作用两种机制。

膝折或扭折是与人字形褶皱相类似的另一种褶皱现象。膝折的形态特征是具有尖楞转折端、两翼不等长的不对称褶皱（图 9-21a），其形成机制与人字形褶皱相同，膝折作用也兼具剪切褶皱作用与弯滑褶皱作用两种机制。但在膝折作用中剪切滑动作用是集中于短翼部分，形成膝折带（图 9-21 中 *K*），膝折带两侧界面称膝折面（图 9-21 中的 *S*）。膝折面的方向与层面斜交，膝折带以外仍为层间滑动。由于膝折作用多

发育于脆性薄层或面理化岩石中，(如燧石层、板岩、千枚岩等)，而且层与层间粘结较牢，因而层间滑动微弱，及至膝折带，层面急剧转折，微弱的层间滑动由较强的剪切位移所取代，因而膝折带是应变集中的小型剪切带。

向一个方向倾斜的膝折带称单斜膝折带，简称膝折，两个方向共轭相交的膝折带称共轭膝折带，形成共轭褶皱(图9-21c)。人字形褶皱(图9-21b)可看作是膝折的一种特殊形式。

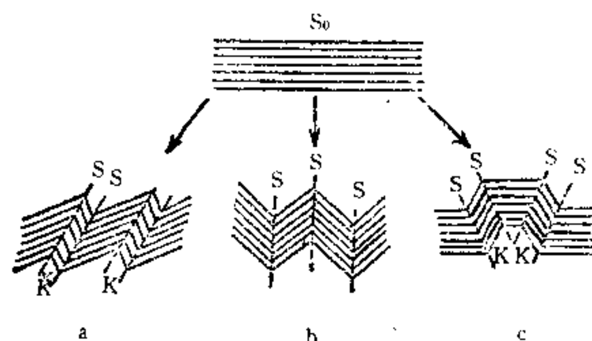


图 9-21 膝折作用示意图

a—膝折；b—人字形褶皱；c—共轭褶皱；

S_0—岩层原始状态；S—膝折面；K 膝折带

三、横弯褶皱作用

岩层因受到与层面相垂直的方向上挤压而褶皱的作用称为横弯褶皱作用。由于岩层原始状态多系水平，故横弯褶皱作用的挤压亦多自下向上。产生这种力的原因可以是地壳升降运动，岩浆的上拱作用，盐层及其他高塑性岩层的顶托(底辟)运动，以及沉积过程中发生的同沉积褶皱作用等。自下向上的挤压力作用产生的褶皱类型为 I_A 型(也称顶薄褶皱)，其两侧常无相应的“主动”向斜，故顶薄褶皱往往呈单个背斜或穹隆产出。

发生横弯褶皱作用的应力状态如图 9-22 所示，被上顶的岩层均处于顺层拉伸状态，因此横弯褶皱的流动作用方向与纵弯褶皱的弯流作用方向相反，即前者物质再分配是按自褶皱的顶部向两翼顺层流动的方式进行的，因而形成顶部岩层减薄，翼部岩层增厚的顶薄褶皱。由于重力作用和层间差异流动，翼部流动的弱岩层也会形成层内小褶皱，但与弯滑褶皱作用产生的层内小褶皱(见图 9-6)不同，这里主背斜左翼的小褶皱为“S”形，右翼为“Z”形；相应地，由小褶皱轴迹与层面锐夹角指向的邻层滑动规律也与弯滑褶皱的层间滑动规律相反，即其上层背离背斜转折部位滑动，下层则反之(图 9-23)。

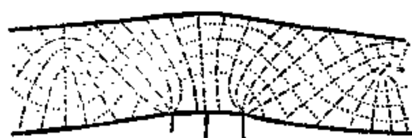


图 9-22 横弯褶皱作用的主应力迹线分布

(据马瑾、钟嘉猷，1965)

(断线为最大主应力迹线；点线为最小主应力迹线)

研究横弯褶皱作用及其构造产物有其重要意义，在理论上，它与重力滑动构造有着很大的相似性。至少部分重力滑动构造形成的一个必要条件是由垂直上升运动造成地面的倾斜，横弯褶皱作用在翼部形成的斜坡正是由上升运动而造成的。如图 9-23 翼部产生的轴面向翼部岩层倾斜方向倾倒的小褶皱图形，也很可能是某些大型滑动构造的缩影。此外，由垂层挤压形成的顶薄褶皱和穹隆往往是良好的储油构造；沉积盆地中的潜山也可使其上覆沉积物由于差异压实作用而形成顶薄褶皱，其形态与可能出现的构造现象同横弯褶皱作用形成的顶薄褶皱大体



图 9-23 横弯褶皱作用引起的流动作用

(引自徐开礼、朱志澄等,1984)

(注意左上角小图,并可与图 9-6 对照)

1—弧形隆起基底;2、3、4—泥质岩层

相似,这也是理想的储油构造。因此,这方面的研究也有一定的实际意义,并已日益受到重视。

四、柔流皱褶作用

柔流皱褶作用是指发生在高塑性岩石(如岩盐、石膏、粘土)中的粘滞性流动作用,这种作用产生的褶皱称流褶皱,其形态十分复杂,看来也很不规则,既非顺层流动,也无固定流动方向,但较多的小褶皱均表现出转折端厚度大于翼部。目前对这种褶皱的形成机制尚不甚明了。Spencer(1977)引述 R. Balk(1949)对美国得克萨斯州大萨林盐丘内部构造研究成果时说:"许多大小复杂的盐层褶皱具有一个共同特点:所有的轴都是平行一致的,并且都是直立的。……这些小剪切褶皱的轴面都毫无例外地与其所属的较大褶皱的轴面平行一致"。这表明盐层的褶皱并非杂乱无章,其机制仍是剪切褶皱作用。Ramberg 则认为流褶皱既可以是弯褶皱[1],又可以是拱褶皱[2](引自 Johnson,1977),Balk 与 Ramberg 的不同看法正好反映了柔流皱褶作用发育条件的复杂性,盐层褶皱只是其中之一。流褶皱也决不只限于盐层,只要岩层在一定的环境下具有高塑性力学性质,在受到应力作用时就会表现出流变行为。

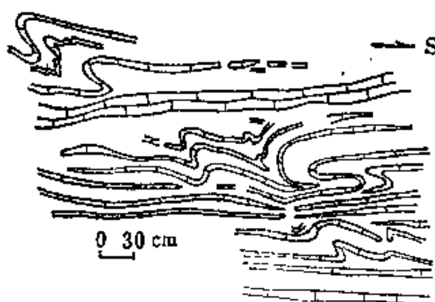


图 9-24 河南嵩山震旦系薄层泥灰岩中的流褶皱

(据马杏垣等,1981)

前述横弯褶皱作用中物质由顶部向翼部的流动,如果岩石具有相当高的塑性,或者因高温、高围压而提高了岩石的塑性,那么也能形成形态复杂的流褶皱。如河南五佛山群中的薄层泥灰岩由于重力滑动产生了流褶皱(图 9-24);在片麻岩中也经常可以见到局部发育的流褶皱。

---

[1] 原文 buckling fold,系指纵弯褶皱作用形成的褶皱。

[2] 原文 bending fold,系指横弯褶皱作用形成的褶皱。

第二节 褶皱的发育

虽然不同类型的褶皱有着不同的形成机制和条件，但它们之间并不是绝不相关的。本节将阐述对进一步分析褶皱形成机制有意义的一些概念，以及对褶皱发育与褶皱形态有影响的一些作用，以深入了解各类褶皱之间的成因联系。

一、褶皱主波长的概念

岩层受顺层挤压力的作用可以发生均匀缩短应变，也可由于失稳而弯曲成褶皱。关于岩层褶皱的曲线形态问题，是一个涉及到变形岩层及其介质的力学性质、应力大小、应变速率以及变形岩层的厚度和变形环境等因素的复杂问题，现阶段尚难以给出确切的回答。不过，现在已有许多根据力学性质较简单的材料所进行的研究工作，包括理论计算和计算机模拟，并取得了一些成果，为进一步认识和分析上述问题提供了一个思考的途径。主波长概念的提出是有关这方面的一项重要成果。

岩层受顺层挤压力的作用发生弯曲形成褶皱有一个发育过程。在其受力之初或受力之前，岩层会出现一些正弦曲线状的微小起伏，随着力的不断作用与变形发展，这些不同波长的起伏都有可能生长发育，但在一定范围内只有某一初始波长的弯曲发育最好，波幅增长最快，随着褶皱的成长最后发育成为褶皱的主波长(Biot，1957)。

理论计算和模拟试验说明，在小应力长时间作用下，可以将不同岩石看作粘度各异的粘性固体。粘度较大的岩层在褶皱发育中起着骨干作用(有时也称其为能干岩层)。设想厚度为 t 的一高粘度强岩层被夹于低粘度的弱岩层之中，使其受纵弯作用(图 9-25)，此时，对于纵弯存在着两种反抗力：



图 9-25 软弱介质(粘度为 η_2)中的强岩层(厚度为 t，粘度为 η_1)

受纵弯作用形成主波长为 $W_d(\widehat{AB})$的褶皱

其一，反抗力来自强岩层上、下的弱岩层，即强岩层的弯曲必将推开上、下弱岩层，而弱岩层对强岩层也就有一个反作用力，企图阻止强岩层的弯曲，这是外部阻抗。外部阻抗的大小决定于强岩层弯曲的波长，波长愈小，外部阻抗也愈小。

其二，反抗力来自强岩层内部，因为岩层弯曲时必然出现外弧的拉伸与内弧的压缩，使其发生拉伸与压缩变形，则必须克服内摩擦力，这是内部阻抗。岩层弯曲的波长愈大，拉伸与压缩变形愈小，内部阻抗也愈小。简言之，外部阻抗的存在要求褶皱的波长尽可能小；内部阻抗的存在要求褶皱的波长尽可能大。按照最小功原理，岩层将选择作功既小又能抵消两种阻抗，使褶皱不断迅速扩大的某一初始波长，作为最终褶皱的主波长。根据 Biot 的推导，主波长 W_d 的公式为

$$W_d=2\pi t\sqrt[3]{\eta_1/6\eta_2} \tag{9-1}$$

式中 t 为强岩层的厚度；η_1、η_2 分别为强岩层与介质岩层的粘度，$\eta_1>\eta_2$。

从(9-1)式可以获得以下认识：

（一）褶皱主波长与褶皱层的原始厚度 t 成正比(图 9-26)

当 η_1/η_2 一定，即使相同的材料同时变形，如其厚度不同，所形成褶皱的波长也不相同，厚度大者波长也大。因此，同一岩层可以因其厚度有变化而形成紧闭程度不同的褶皱。层厚较大的部位，其单个褶皱宽缓，层厚较小的部位，其单个褶皱相对紧闭。若是多层岩石同时褶皱，则由于各层厚度不等，波长各异，褶皱形态也不相同，在剖面上乃形成明显的不协调现象。

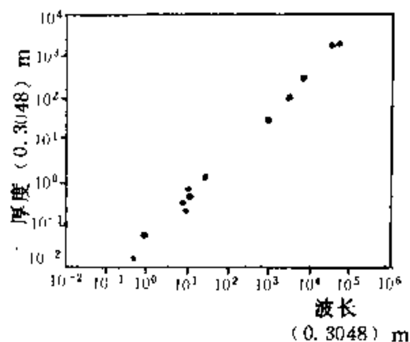


图 9-26 纵弯褶皱中岩层厚度与褶皱波长的关系

（据 Currie et al.，1962）

（二）主波长与褶皱层、介质二者的粘度比(η_1/η_2)的三方根成正比

褶皱岩层与介质之粘度比对于褶皱的发育及其形态的影响是很明显的。

第一种情况，粘度比大(例如大于 100)，强岩层弯曲的主波长大，波幅增长速度快，因而褶皱迅速生长。在此之前，岩层并未因受力而出现明显的整体均匀缩短，亦即顺层挤压的缩短效应不是表现在垂直于挤压力方向上岩层总的均匀加厚，面是表现在褶皱层弯曲的迅速加剧，以不断减小岩层的轴向长度来适应顺层挤压力的作用。如图 9-27，岩层受顺层挤压后由原始长度 OP 缩短为 OP'，缩短量 $P'P$ 是由岩层弯曲调节的。这种情况下，岩层的厚度并未增加，$OABP'$ 的弧线长度等于岩层的原始长度 OP。因此，缩短应变 e 可以根据下式估算：

$$e=\frac{\overset{\frown}{AB}-W}{\overset{\frown}{AB}} \tag{9-2}$$

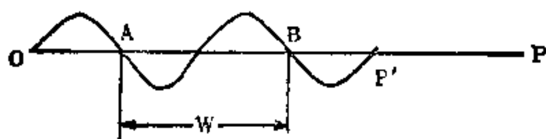


图 9-27 岩层褶皱后侧向缩短应变计算图示

OP—变形前岩层的原始长度；OP'—变形后岩层的长度

上式 W 为波长，$\overset{\frown}{AB}$ 为二拐点 A、B 间的弧线长度，亦即对应于波长 W 的曲线长度；其结果与根据直线长度的变化所计算的缩短应变近似，即：

$$e=\frac{OP-OP'}{OP}=30\%\pm$$

Ramsay(1983)[1] 认为常见于混合岩中的肠状褶皱是在长英质脉体与围岩的粘度比大的条件下形成的。他进一步解释了肠状褶皱不规则蛇曲现象产生的原因，认为较长的长英质层中在其受力开始阶段会有若干个薄弱部位。这些部位都是最先开始弯曲并以其波长向两侧扩展弯曲的点。但各点之间的距离却不一定是主波长的整数倍，因此，在弯曲向两侧扩展的过程中会出现相邻两点之间波的干扰现象，从而形成不规则的蛇曲。这只是一种可能的解释。实际肠状褶皱还可能出现另外一些用上述解释不能说明的现象，如一条未褶皱的长英质脉被另一条已褶皱的长英质脉穿插，以及长英质脉与围岩的变形一致等。看来迄今尚无一种假说能够圆满解释长英质脉肠状褶皱的所有特征(Hills，1972，Spencer，1977)。

第二种情况，褶皱岩层与介质的粘度均小，且其粘度比也小；它们所形成褶皱的主波长亦小，褶皱发育缓慢。顺层挤压的缩短效应在变形初期阶段就很明显地表现为垂直于挤压方向上

[1] 见 Ramsay 在北京大学地质系讲课记录整理稿。

岩层整体的均匀增厚，然后岩层发生弯曲，褶皱缓慢成长。这种褶皱的实际主波长数值明显小于按式(9-1)所计算的理论数值，褶皱形态呈舌状，褶皱岩层表面出现窗棂构造——肿缩式窗棂构造(见图10-16b)。

图9-28为J. H. Dieterich(1970)用计算机模拟的单层材料与介质按不同的粘度比在不同压缩应变下所出现的不同褶皱形态。根据式(9-1)分别计算出的粘度比值是42.1(图9-28a，其主波长与岩层原始厚度的比值为12：1)、17.5(图9-28b，其主波长与岩层原始厚度的比值为9：1)、5.2(图9-28c，其主波长与岩层原始厚度的比值为6：1)。该图表明粘度比愈大，褶皱主波长也愈大。还可看出a图压缩应变由33%增加到63.2%，岩层厚度没有变化。b、c二图压缩应变均由63.2%增加到77.7%。但c图粘度比小，岩层在垂直方向上均匀加厚现象极为显著，褶皱则很不明显。b图粘度比稍大于c图，岩层虽也均匀加厚，但可见到舌状褶皱。

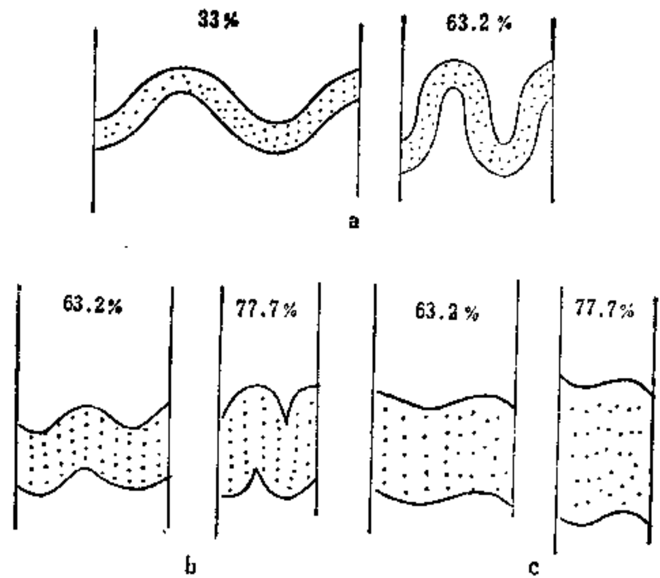


图9-28　不同粘度比与压缩应变的计算机模拟的褶皱形态图
(引自Hobbs et al.，1976，简化)
(介质中的岩层(点区)受顺层挤压后的褶皱发育情况，百分数为压缩应变)
粘度比：a—42.1；b—17.5，c—5.2(进一步说明见正文)

二、接触变形及其对褶皱发育的影响

Ramberg(1961)用两层厚度分别为0.64cm与0.61cm粘度大的橡皮片夹于粘度小的软橡皮介质中进行顺层挤压实验(图9-29)，两层粘度大的橡皮片皆出现褶皱，但其形态不同。*A*层褶皱的形态较规则，呈圆滑正弦曲线；*B*层的褶皱形态不规则，但颇有规律。两层的褶皱形态虽然不同，却具有一定的相关性。它们反映出*B*层褶皱形态受*A*层局部变形的控制。*A*层向斜外弧的局部变形为伸长，*B*层也相应表现出伸长或微弱弯曲；*A*层背斜内凹部位的局部变形为挤压，*B*层则相应出现较强烈的挤压小褶皱。较厚的*A*层起着骨干作用，它不仅控制了*B*层的整体褶皱形态，而且在变形细节上还影响着*B*层。这种非骨干层受其上下接触的骨干层影响

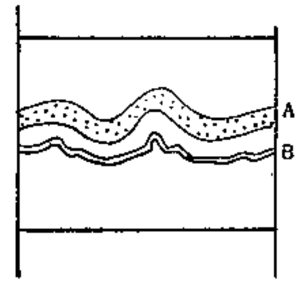


图9-29　粘度小的软橡皮介质中的二层粘度大的橡皮顺层挤压实验
(据Ramberg，1961)

而与骨干层“同步”变形的现象称为接触变形。接触变形带的（上、下）宽度大约相当于骨干层褶皱的一个波长（Ramberg，1961）。

在一强岩层发生褶皱时，其上下的弱岩层因接触变形也会出现不同的构造反应（Ramsay，1983）。在图 9-30 中，C 层为强岩层，A、B、D、E 均为弱岩层，当其发生纵弯褶皱作用时，C 层弯曲形成 I_B 型褶皱；B、D 二层受 C 层控制也略显弯曲。在与 C 层背斜及向斜接触处出现了不同的构造反应：位于 C 层背斜外弧之上的 D 层以及 C 层向斜外弧之下的 B 层，均显示了与 C 层弯曲外弧的局部拉伸变形相应的厚度减薄（顶薄）现象，形成 I_A 型褶皱；位于 C 层背斜内弧之下的 B 层，以及 C 层向斜内弧之上的 D 层，则表现为与这两个部位的 C 层局部挤压变形相应的厚度增大，形成Ⅱ型褶皱。至 A、E 两层，接触变形便逐渐减弱，上、下接触变形带的宽度约相当于 C 层褶皱的一个波长，即 A 层以下 E 层以上，接触变形现象便告消失。由此可见，接触变形也可以造成不同类型的褶皱在剖面中同时出现的现象。

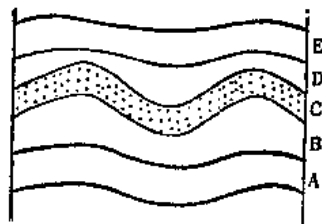


图 9-30　强岩层上下之弱岩层中的接触变形
（据 Ramsay，1983）
（C 层为强岩层，其他各层均为弱岩层）

三、多层岩石的褶皱及其构造形态

以上主要阐述了夹于弱岩层中单个强岩层在纵弯褶皱作用下，褶皱发育特征及强岩层所起的骨干作用。下面进一步分析多个强岩层受纵弯褶皱作用后的不同构造表现。

第一种情况是厚度相等、粘度近似的 n 个强岩层夹在低粘度弱岩层中，受顺层挤压作用发生褶皱，只要层间界面有一定的润滑性，那么 n 个强岩层同时以相等的波长开始褶皱，其主波长公式为（Biot，1964）。

$$W_d = 2\pi t \sqrt[3]{\frac{n\eta_1}{6\eta_2}} \qquad (9\text{-}3)$$

上述 n 个强岩层即使不连续分布，其上下间隔不超过褶皱的一个波长，则其间的弱岩层虽受接触变形影响，但下面强岩层的局部拉伸（或压缩）与上面强岩层的局部压缩（或拉伸）相互重叠后的效应使得弱岩层的厚度并无明显增减现象。因此，强、弱岩层同时按照初始波长形成理想的协调褶皱，强岩层的褶皱形态决定了整个剖面系列中的总体褶皱形态。

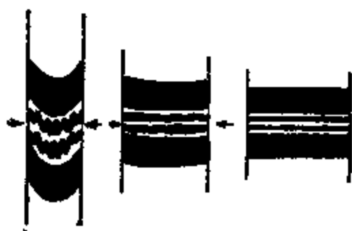


图 9-31　寄生褶皱发育示意图
（引自 Ramsay，1967）

第二种情况是各强岩层厚度不等，从（9-1）式可知，厚岩层形成波长较大的褶皱，薄岩层形成波长较小的褶皱，但后者受前者的控制，在褶皱进一步发展过程中，薄岩层的小波长褶皱随着厚岩层的大波长褶皱进一步弯曲，于是形成寄生褶皱（De Sitter，1964）。寄生褶皱剖面的形态与由弯滑作用（层间滑动）造成的层内小褶皱非常相似（图 9-31，9-6），即位于强岩层大背斜左翼（或大向斜右翼），寄生褶皱呈“Z”形弯曲，大背斜右翼（或大向斜左翼），寄生褶皱呈“S”形弯曲。与层内小褶皱不同的是在大背斜转折端，寄生褶皱仍然存在，呈“M”形弯曲（Ramsay，1967）；而且寄生褶皱是发育在较强岩层中的，层内小褶皱则发育在二强岩层之间的较弱岩层之中。顺便指出，在小波长褶皱随着大波长褶皱进一步弯曲的过程中，由于厚、薄岩层间的弯滑作用在大背斜翼部仍然存在，因而其层间滑动可以使小波长寄生褶皱形态的不对称性得到加强。

第三种情况是各强岩层相隔间距较大(大于一个波长)，其上、下弱岩层中的接触变形互不重叠，相邻二强岩层的褶皱发育及其形态也因间距较大互不影响。各强岩层或者由于厚度不等，其褶皱波长大小不一；或者由于粘度不同，其褶皱发育速度不一，粘度大者，褶皱发展速度较快(Ramberg，1964)，从而形成不同形态的褶皱同时出现在一个剖面中的典型不协调褶皱(图 9-32)。

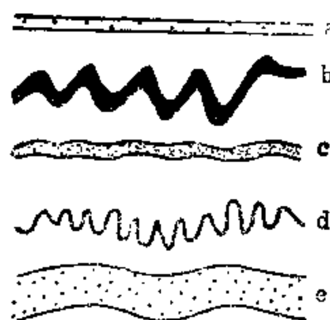


图 9-32　粘度不同的岩层形成不同形态的褶皱
(引自 Ramsay，1967)
各层粘度大小顺序(除 a 层外)
e>c>b>d>介质

四、压扁作用对褶皱发育的影响

前已述及，岩层经受顺层挤压作用必然导致岩层原始长度的缩短，只要应力不解除，岩层就会不断缩短。岩层缩短的效应有两种表现：

其一，在弹性-弹粘性弯曲的递进变形过程中，这种弯曲形成的褶皱不断加剧而紧闭，但岩层厚度基本没有改变；由于褶皱波幅的增大，就会使岩层所占的水平长度比原始状态要缩短。这种缩短效应典型地表现在同心褶皱(I_B 型)的发育过程中。De Sitter(1964)通过计算认为，要保持褶皱层的厚度不变，岩层缩短应变最大不会超过 36%。[1]

其二，缩短效应表现在顺应力作用方向上岩层整体均匀缩短以及垂直于应力作用方向上岩层整体均匀加厚。这种缩短效应称之为压扁作用。Ramsay(1962)把压扁作用看作是岩层形状受顺层挤压作用而发生塑性变化的一种变形过程。

上述两种缩短效应在不同的褶皱形成作用中的重要性是不同的。对于粘度较大的岩层，在其形成同心褶皱的过程中，第一种缩短效应比较重要；对于粘度较小的岩层，在其形成剪切褶皱作用中，第二种缩短效应，即压扁作用比较显著。压扁作用与岩石变形环境及岩石在变形中的力学行为有着密切的关系。在高温高压环境下的韧性变形中，压扁作用一般比较显著，而且重要。

为叙述方便起见，下面按褶皱发育的不同阶段分为前褶皱压扁作用、同褶皱压扁作用和后褶皱压扁作用三种情况阐述如下：

(一) 前褶皱压扁作用

前褶皱压扁作用是指出现在岩层褶皱之先，即岩层受力但尚未弯曲，或岩层开始出现弯曲时的压扁作用。

在岩层物质成分相对均一或块状岩石受顺层挤压作用的情况下，当其应力未达到岩石的破裂强度以前，岩石首先经受压扁作用的变形，在垂直于最大主应力作用的方向上，岩层均匀加厚。图 9-33 为一多层试样的顺层挤压试验。自 *b* 图至 *e* 图，其平均压缩应变分别为 17%、32%、41%、52%，试样的厚度则依次逐渐加大；当压缩应变达到 52%时试样才出现比较明显的弯曲。这种压扁作用在块状岩石中(如花岗岩)或虽具层理但岩性差别不大，且各层间粘结较

---

[1] 计算方法见图 9-27，假定同心褶皱中某层的曲率半径为 R，则图 9-27 中 AB 二点间直线距离(即波长)为 $4R$，AB 两点间的弧线长度应为以 R 为半径的圆周长 $2\pi R$。按(9-2)式，$e=\frac{\widehat{AB}-W}{\widehat{AB}}=\frac{2\pi R-4R}{2\pi R}$。设 $R=1$，其缩短应变 $e=36\%$(De Sitter，1964)。

牢，缺乏润滑层的岩层中尤为明显。其发育的条件是岩层韧性较大或高温、高压的环境。显然，在这种情况下，利用弯曲的弧线长度与岩层纵向长度关系（见(9-2)式）所求得的两侧缩短变形量与实际情况出入很大。

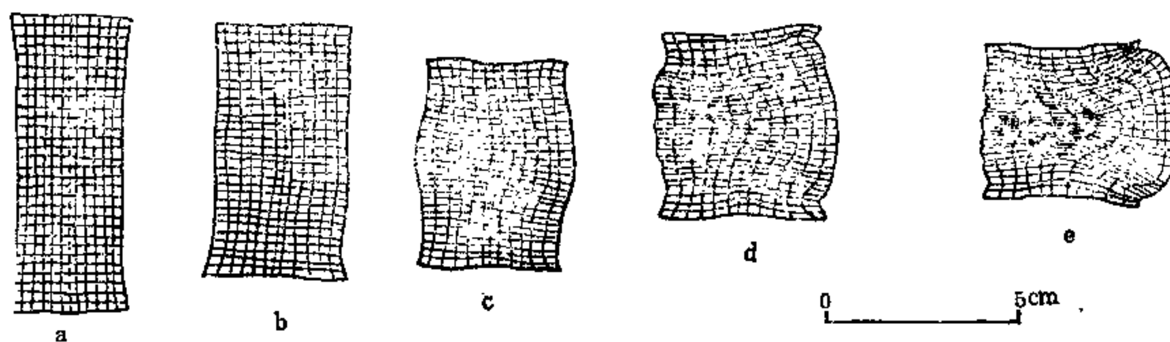


图 9-33　多层试样的顺层挤压试验

（据 Hobbs et al.，1976）

（层的界面平行于(a)图的长轴方向，该方向也是挤压力作用方向）

（二）同褶皱压扁作用

同褶皱压扁作用是指与岩层褶皱发育的同时出现的压扁作用。

当岩层经受纵弯作用发生同心弯曲时，岩层内部各点的应变状态也随之发生变化，褶皱岩层内部各点的应变椭圆不断变扁，其长轴方位也逐渐旋转到与轴面平行的方向上（图 9-34）。与此同时，由于挤压作用还会出现褶皱层内物质自翼部流向轴部，从而造成翼部厚度略有减薄，轴部厚度略有加厚的叠加变形现象。但其等倾斜线仍保持向背斜核部收敛的正扇形型式。此时褶皱类型便从原来的 I_B 型转变为 I_c 型，因此也可称 I_c 型褶皱为压扁的同心褶皱（Ramsay，1967）。假定这种压扁作用是均匀的，而且考虑为平面变形，则可根据同一褶皱层翼部厚度和转折端厚度及其与岩层倾角(α)的相关关系，求出由压扁作用造成的岩层缩短应变。如图 9-35 所示，纵坐标为 $t'=t_a/t_0$（t_a 为翼部岩层真厚度，t_0 为转折端岩层真厚度），横坐标为 α（岩层倾角），将野外测得的 t' 与 α 的数据投在该图上，即可查出有限应变椭球的轴比（$\sqrt{\frac{\lambda_2}{\lambda_1}}=\frac{1+e_2}{1+e_1}=\frac{l_2}{l_1}$），大致估算其缩短变形量。从该图上也可看出，理想的同心褶皱，由于其 $t_a/t_0=1$，不论其翼部岩层倾角大小，都不存在叠加的缩短变形。

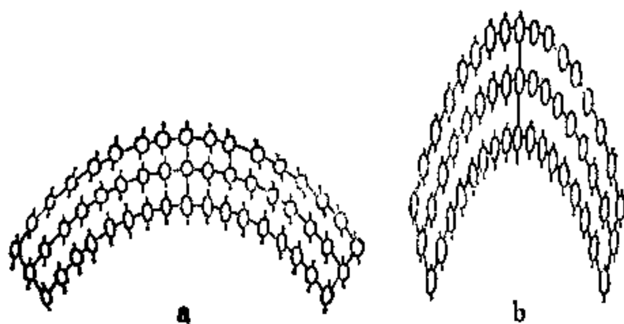


图 9-34　褶皱发育过程中的压扁作用

（据 Hobbs，1971）

（本图为 9-2 纵弯褶皱经压扁作用均匀缩短 20%(a) 与 50%(b)后的应变椭圆形状与方位的变化）

同褶皱压扁作用在剪切褶皱作用中的重要意义是不言而喻的。因为剪切褶皱作用的主要机制是在大致平行于轴面方向上物质的（穿层）差异流动，这种流动在最小主应力方向上才最有可能发生。E. Cloos(1947)对南山褶皱的分析表明其应变椭球的长轴平行于轴面，短轴垂直于轴面。而且他还指出，由于该区褶皱是剪切褶皱作用造成的，在伴有轴面劈理的剪切褶皱中，

侧向缩短量是不能用把地层拉成水平直线的方法来确定的。因为剪切褶皱作用的岩层缩短效应不是第一种岩层弯曲的不断加剧，而是第二种压扁作用所造成的一个方向的岩层整体缩短和与其垂直方向上岩层整体均匀增厚；因此也就不能用(9-2)式的方法计算缩短变形量。

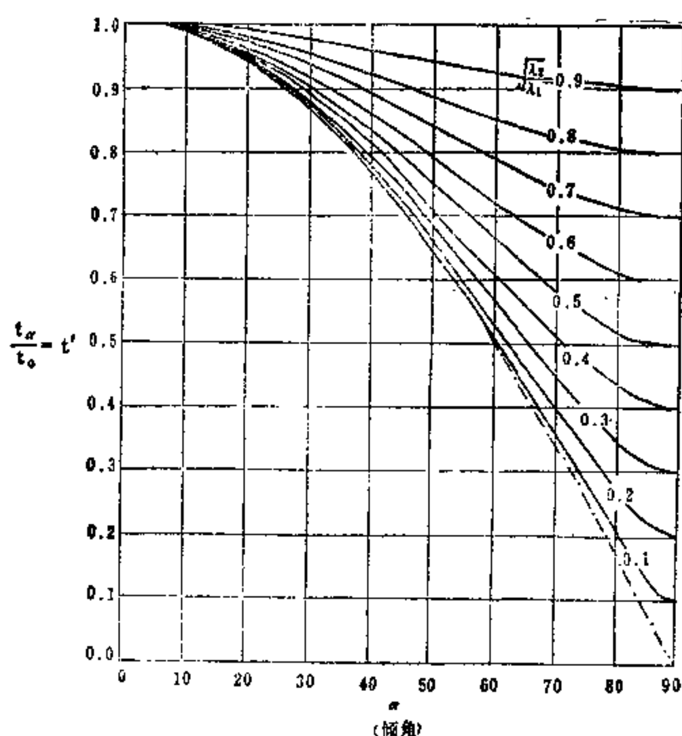


图 9-35 压扁作用后岩层缩短变形曲线

(据 Ramsay,1967)

$\left(\sqrt{\frac{\lambda_2}{\lambda_1}}=\sqrt{\frac{(1+e_2)^2}{(1+e_1)^2}}=\frac{1+e_2}{1+e_1}=\frac{l_2}{l_1}\right.$即短轴与长轴之轴比)

（三）后褶皱压扁作用

后褶皱压扁作用是指出现于褶皱发育晚期阶段的压扁作用。这个阶段，岩层已有相当程度的弯曲，而再进一步弯曲几乎不可能。因此，当应力仍持续作用，褶皱岩层乃作为一个整体经受压扁作用，使得翼部塑性较小的薄层岩石被拉伸成长轴垂直于挤压应力方向的石香肠或构造透镜体，而在褶皱转折端形成无根的钩状褶皱(图 9-36)。在塑性较大的岩层中，后褶皱压扁作用也会使原来已有的层状硅酸盐矿物垂直于挤压应力方向的定向组构发育得更加完善。



图 9-36 后褶皱压扁作用造成的石香肠、构造透镜体及无根钩状褶皱

(引自 Hobbs et al.,1976)

五、影响褶皱发育的主要因素

影响褶皱发育的因素很多，诸如岩石的成层性、岩层的厚度、岩石的力学性质(在一定深度的温、压环境中岩石的力学行为)、岩层之间的粘结程度、受力条件、应变速率等等。从以上两节的阐述中可看出这些因素以不同的交叉组合对褶皱的发育显现出不同的影响。例如，成层性好、粘度大、粘结差的厚岩层受纵弯作用形成典型的同心褶皱；成层性差、粘度小的厚岩层受纵弯作用则常常在岩层明显弯曲之前先发生由压扁作用导致的岩层在受力方向上的均匀缩短，尔后的褶皱发育也不完善，形成窗棂式的舌状褶皱；又如层间粘结较为牢固的坚脆薄层岩石，受力后可形成膝折；粘度小的岩层受力后常显示明显的压扁作用而形成相似褶皱等等。以上各种因素可以归纳为内在因素——岩石的力学性质和外部因素——变形环境与受力条件两方面。但岩石的力学性质可以随变形环境与受力条件的不同而改变，从而影响褶皱变形的发育。

此外，基底断裂构造对其上覆盖层的褶皱发育及其形态特征还间接地有所影响。张文佑等(1978)、钟大赍等(1981)对此进行过模拟实验与专门论述，现选若干控制形式列于图 9-37 中；台阶状逆断层上盘断坡中也可形成由断裂控制的断层转折褶皱(参阅图 8-21、8-22)。

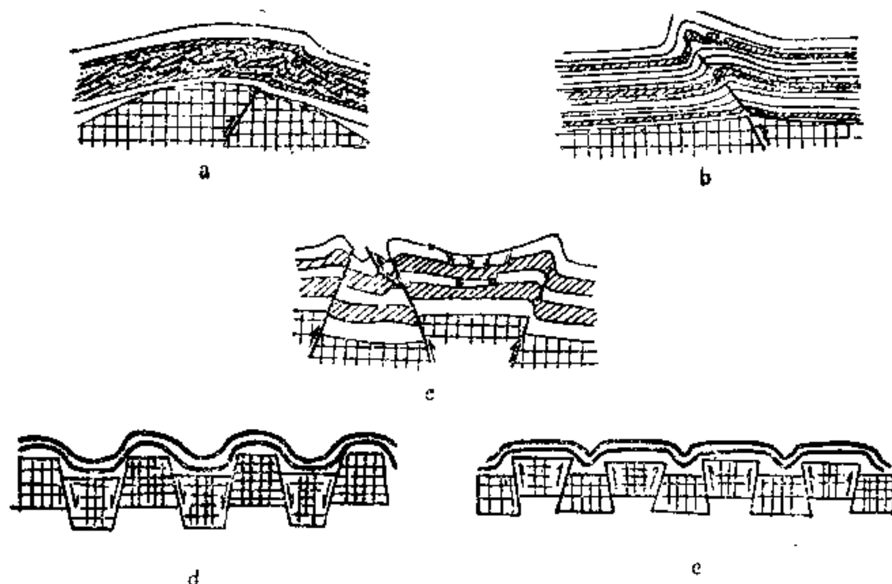


图 9-37 基底断裂对上覆岩层褶皱发育的若干控制形式

(选自张文佑等，1978；钟大赍等，1981)

a—基底逆断层之上的不对称褶皱；b—基底逆断层之上的挠曲状褶皱(也可称断层传播褶皱)；c—基底为逆断型的地堑、地垒构造，上覆层为箱状褶皱；d—基底为正断型的地堑、地垒构造，上覆层为和缓对称褶皱；e—基底为逆断型的地堑、地垒构造，上覆层为隔槽式褶皱

第三节 底辟构造的成因

由于底辟构造不仅其核部常为具有经济价值的盐类矿床所在，而且其上覆岩层常形成有利的储油构造。因而，底辟构造的成因早已成为地质学家注意讨论的课题之一。1968 年美国石油地质学家协会曾出版过一本有关底辟作用与底辟构造的专题论文集❶。

一般来说，发育于地壳较深部位(大于 3km)的底辟构造，常常自下向上穿破一部分上覆岩层，但很少穿透到地表。发育于地壳浅表的底辟构造则往往很少穿破上覆岩层，有时形成穹隆，又称盐丘❷，严格来说虽然后者并非典型的"底辟"构造，但由于它们的核部岩层均以盐类岩石为主(也可以是粘土、泥炭)，其比重小(岩盐为 2.2；一般岩石为 2.5～2.7)，粘度小(岩盐为 10^{16}Pa·s，一般岩石为 10^{21}Pa·s～10^{22}Pa·s)。因此，讨论成因时并不因有"辟透"与"非辟透"的不同而严格地加以区别。

核部盐层比重小于上覆岩层，因此对于上覆岩层的重压(静岩压力)非常敏感；盐层粘度小于上覆岩层，因此，在力的作用下盐层十分容易发生固态流动。这两方面特点的结合就产生了底辟作用，底辟作用是底辟构造产生和发展的原因。

---

❶ J. Braunstein and G. D. O'Brien eds., 1968, Diapirism and diapirs: A Symposium Am. Assoc. Petrol. Geologists Mem 8.

❷ 盐层穿透上覆岩层形成的构造亦常称为盐丘。

底辟构造产生和发展的内部应力状态已为 Tanner and Williams(1968)建立的物理模型和计算所阐明。其最大主应力 σ_1 是直立的，最小主应力 σ_3 是水平的。因为底辟构造上覆岩层的褶皱形态类型属 I_A 型，与横弯褶皱的形态类型完全一致，因此其应力状态与横弯褶皱发育的外力作用方式相同，即自下而上的垂向挤压。什么力量能够驱使盐层拔地而起，刺穿上覆岩层形成盐丘或盐塞呢？这是人们关心和经常讨论的问题之一。

盐层的粘度小，这意味着盐层具有一定程度的不可压缩性。由此，必然导致盐层在上覆岩层重压下表现出力学的不稳定性(Nettleton，1934；Chapman，1974)。只要出现下列任一情况，就会造成上覆重压的不均一，从而增强其不稳定性，促成原始产状近于水平的盐层发生趋向静岩压力较小部位的固态流动：

(1) 上覆岩层厚度不等；

(2) 盐层表面形态起伏不平；

(3) 水平挤压可能造成的盐层微弱褶皱；

(4) 地表差异剥蚀作用。

一旦盐层开始流动，静岩压力较小部位的上覆岩层就会受盐层自下向上的冲挤而拱起。上覆岩层拱起处又是剥蚀作用进行的更有利的地区，剥蚀作用的进行既减轻了上覆岩层重压，又促进了盐层自下而上的流动，并使盐层表面更加起伏不平。如此往复循环，盐层则不断上涌，最后刺穿上覆岩层，形成盐丘、盐塞(图 9-38)。

盐层上涌，使其上覆岩层发生侧向拉伸作用，从而形成顶薄褶皱。进一步的拉伸作用还会使上覆岩层被拉断，发展成为正断层、地堑等构造(见图 9-39)。美国密西西比州有这种构造实例。

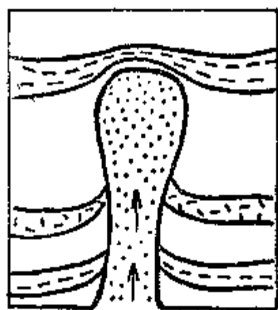


图 9-38 盐塞穿透上覆岩层的模拟实验
(据 Parker & Mc Dowell，1955)
(所用材料为沥青)

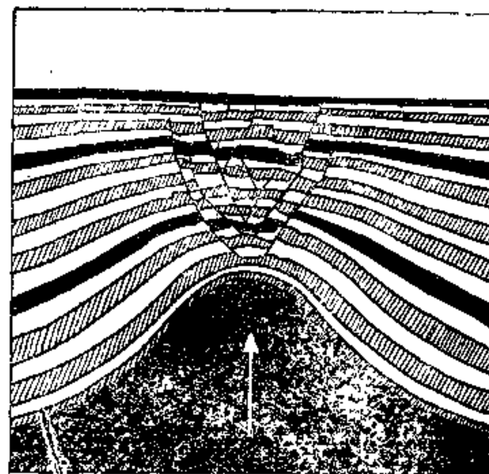


图 9-39 盐丘上覆岩层中心断层、地堑形成的模拟实验
(引自 Spencer，1977)

底辟构造的上述成因解释可称为差异静岩压力成因假说。该假说能够较完满地解释背景构造比较简单地区底辟构造的形成。图 9-40 为西德汉诺威二叠纪盐层的底辟构造。在盐丘(或盐塞)的两侧，上覆岩层“被动”下拗而成向斜，整个地区属于构造简单地区。著名的美国南部墨西哥湾沿岸油田区亦属构造简单地区，其中发育了这一类底辟构造。

底辟构造还见于背景构造比较复杂的地区，如位于喀尔巴阡山褶皱带前缘拗陷区的罗马尼亚南部发育有这种构造(图 9-41)。那里背景构造复杂，上白垩统至中新统强烈褶皱，并发育

一系列逆断层，中新统下部盐层（下含盐建造）沿逆断层向上涌，并穿透了上新统到达地表，形成底辟构造。从区域构造背景看，该地区水平挤压作用是明显的。因此，这一类底辟构造不仅在形态上有别于前一类底辟构造，而且从成因看，也是差异静岩压力作用所难以解释的。这一类底辟构造的盐层之所以汇集一起并持续上涌，是因为侧向挤压力的作用。这就是底辟构造的侧向挤压成因假说。

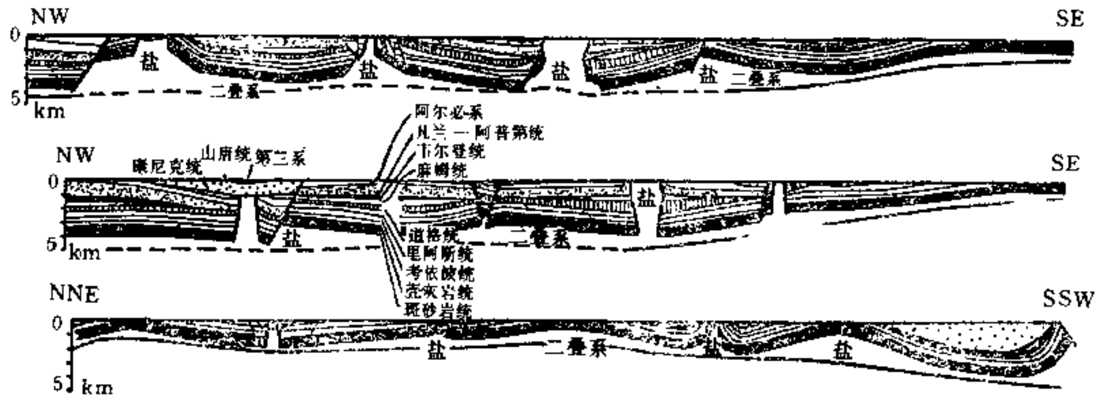


图 9-40　西德汉诺威盐丘的三个剖面
（引自 De Sitter，1964）

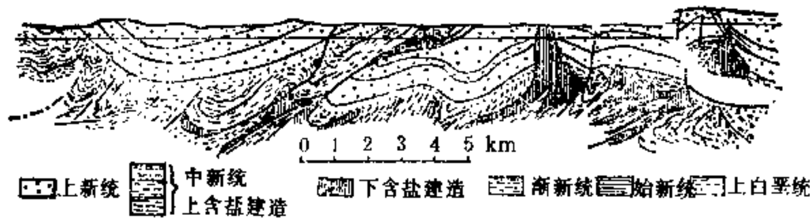


图 9-41　罗马尼亚南部剖面图
（引自 De Sitter，1964）

第四节　褶皱与断裂的组合关系

褶皱与节理、断层经常共生在一起，从成因角度看，它们的关系是双重的，一方面是由褶皱进一步发育而到破裂变形。因为，褶皱属塑性变形构造，节理、断层属破裂变形构造。由塑性变形进一步发展而形成破裂变形，这是岩石变形的自然发展过程。因而先形成褶皱，在此基础上再产生断裂构造，可以将节理、断层看作是褶皱进一步发展的结果，它们之间有着密切的成因联系。断裂构造在褶皱不同部位上，其空间分布、排列方式以至组合型式等均有其各自的规律性。这种规律性是由造成褶皱的区域应力场以及褶皱不同部位的局部应力场的性质和特点所决定的。因此，掌握这种规律性，并用以指导对节理、断层的研究，便有可能根据局部应力场特点，由小到大，逐级分析，重建区域应力场。另一方面，断层（特别大型断层）在其发展过程中，由于两盘岩块相对运动而产生的平面上或剖面上的剪切作用，在一定的条件下，也能形成褶皱。这种褶皱是断层的伴生构造，它的空间排布也具有一定的规律性，这种规律性是由断层运动的性质所决定的。因此，掌握这个规律性，并用以指导对断层伴生褶皱的研究，便有可能提供有关断层的产状、断层两盘岩块的相对动向以及断层性质等方面的信息。关于与断层有关的伴生褶皱，已于第二、第八两章详细介绍；本章第二节（五）中提到的断层转折褶皱（见图 8-22）和图 9-

37 所示的受基底断裂控制的上覆岩层各种褶皱，也均可归之于与断层（活动）有关的褶皱。

本节主要分析在以褶皱为主导构造的情况下可能出现的不同方位、不同性质的节理和断层。

一、纵弯褶皱的伴生节理

与纵弯褶皱作用相关的伴生节理随褶皱作用的进程与褶皱的不同部位而有所不同，大致可以区分出以下几类：

（一）平面共轭节理系

在岩层经受水平侧向挤压力作用而发生纵弯褶皱作用的情况下，常在岩层经塑性变形但未弯曲就先形成早期平面共轭剪节理（图 9-42）。其发生时岩层整体的应力状态是 σ_1、σ_3 水平，σ_2 直立。应变轴 X、Z 的方位呈水平，Y 轴直立。通常两组节理相交的锐交角指向 σ_1 或 Z 轴方向；而两组节理的交线近于直立并大致垂直于层面。按节理走向与岩层褶皱后的枢纽方向之斜交关系，平面共轭剪节理可称斜剪节理。两组斜剪节理及其交线的直立产状在岩层褶皱后将变缓。这类节理由于形成最早，往往容易被后期发育的节理所利用或改造。如锯齿状横张节理就常常追踪这两组剪节理而发育（图 9-42），其剪节理的特征则不显著。当岩层褶皱以后，平面共轭剪节理面与层面的垂直关系往往不易判断，为了准确鉴别平面共轭剪节理，可以利用赤平投影方法，将层面以其走向线为轴旋转到水平位置，检查节理倾角及两组剪节理交线（σ_2）的倾伏角的变化情况。岩层面转成水平位置后，两组节理面倾角及二者交线倾伏角均变陡或近于直立，则表明两组剪节理是形成于岩层褶皱的早期；如层面经旋转成水平位置后，两组剪节理的倾角及二者交线倾伏角均变缓，则表明该二组剪节理并非岩层褶皱早期的产物，而是晚期的共轭剪节理。

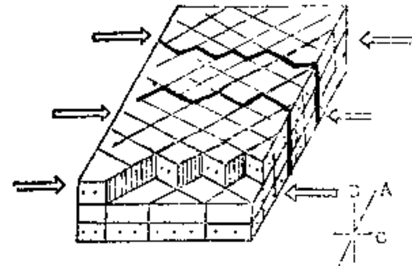


图 9-42　早期平面共轭剪节理及锯齿状追踪张节理发育示意图

平面共轭剪节理还可因区域应力场或局部应力场而出现于岩层已明显褶皱的阶段，可称其为晚期平面共轭剪节理。其中由局部应力场所产生者，如图 9-43a 所示，与岩层褶皱前相比，虽然总的挤压方向未变，但因岩层褶皱改变了边界条件，从而导生出背斜与向斜不同的局部应力场，因而出现在背斜与向斜部位的晚期平面共轭剪节理的方位有所不同。在背斜部位，两组共轭剪节理的锐交角指出褶皱的枢纽方向，该部位的局部应力状态与图 9-42 总的应力状态不同。此时 σ_1 平行于枢纽方向，σ_3 则反映背斜外弧顺层拉伸方向，与整体的挤压方向平行。在向斜部位的两组共轭剪节理的方位与早期平面共轭剪节理一致，其局部应力状态与总的应力状态一致。由于平面共轭剪节理的走向是与褶皱枢纽方向斜交的，故也称斜剪节理。

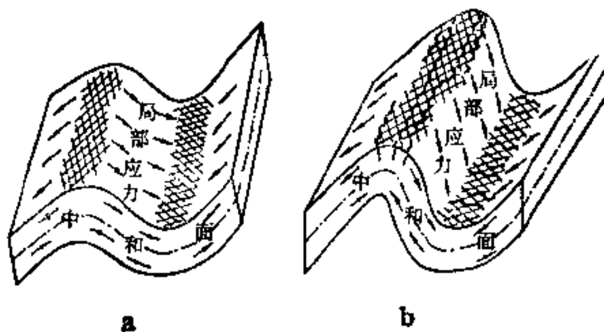


图 9-43　水平挤压作用形成的背斜和向斜中节理发育示意图

（据张文佑）

a—晚期平面共轭剪节理；b—背斜的追踪纵张节理与向斜的追踪横张节理

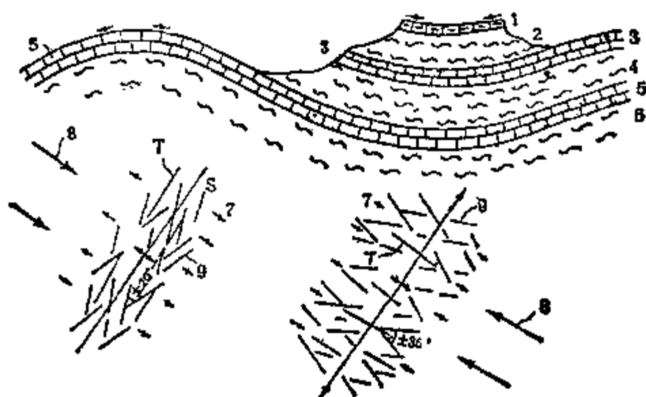


图 9-44 阿尔及利亚-相邻背斜与向斜中不同方位的节理(与断层)发育图
(据 De Sitter,1964)
1、3、5—灰岩;2、4、6—泥灰岩;7—局部应力;8—区域挤压力;9—剪节理与断层;T—张节理

De Sitter(1964)援引的阿尔及利亚的一个实例(图 9-44)清楚地表明了晚期平面共轭剪节理在背斜与向斜中的方位是不相同的,它们与图 9-43a 所阐明的规律完全一致。

(二) 剖面共轭节理系

在水平挤压力持续作用下,岩层弯曲成褶皱,在其发展到一定程度时,产生另一对共轭剪节理。它们在横剖面上交叉呈 X 型,故称为剖面共轭节理系。按节理走向与褶皱枢纽方向关系而言,属纵剪节理(图 9-45)。发育剖面共轭节理系时的应力状态及应变轴方位不同于平面共轭节理系。此时,最大应变轴 X 已转为直立;中间应变轴 Y 转为水平而与枢纽方向平行;相应的应力状态也变为 σ_1 直立,σ_1、σ_2 水平。由于通常共轭节理系的锐交角指向最大主应力方向,故剖面共轭节理的倾角较缓(小于 45°)。

(三) 横张节理

横张节理常发育于褶皱早期,并追踪两组早期的平面共轭剪节理而呈平行于 C 轴方向的锯齿状延伸(图 9-42)。它是由于沿枢纽方向张应力的作用产生的;岩层褶皱后也可以产生横张节理,一般同褶皱枢纽的倾伏所形成的应力状态有关,即 σ_1 水平并垂直于枢纽;σ_2 直立;σ_3 水平并平行于枢纽。这一类横张节理与图 9-42 所示的横张节理不同,一是不呈锯齿状追踪延伸;二是在褶皱枢纽的倾伏部位发育较好;三是节理面倾向与枢纽倾状向相反,倾角与枢纽倾伏角互为余角,据此,可由横张节理产状推断枢纽的倾伏。此外,如图 9-43b 之向斜部位,如晚期平面共轭剪节理发育良好,也常易形成追踪横张节理。

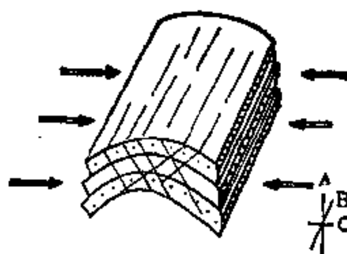


图 9-45 剖面共轭节理系的形成及其分布示意图

(四) 纵张节理

纵张节理发育在背斜或向斜的外弯部分,其形成与褶皱层外弧局部张应力作用有关(图 9-46),以褶皱的转折端最易发育。节理面与层面垂直,二者倾向相反,倾角互余,其走向平行于枢纽。发育纵张节理的局部应力状态是 σ_1 直立;σ_2 水平并平行于枢纽;σ_3 水平并垂直于枢纽。此外,背斜部位的晚期平面共轭剪节理发育良好,也可形成追踪纵张节理(图 9-43b)。

(五) 层内剪节理

层内剪节理是由纵弯褶皱作用的层间滑动导生的局部剪切应力作用而产生的与层面斜交的剪节理(图 9-46)。这种节理发育于褶皱翼部,有时密集成群。

(六) 同心(状)剪节理与旋转节理

同心剪节理的成因与弯流作用有关(图 9-47,9-10),其特点在本章第一节已有阐述,它发育于褶皱翼部。旋转节理亦为发育于褶皱翼部的剪节理,它与层面近于垂直(图 9-47)。按照剪

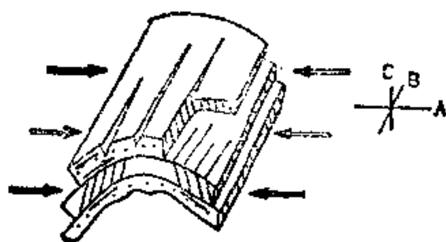


图 9-46　纵张节理与层内剪节理发育示意图
（A、B、C 为纵张节理形成时的局部应变轴方位）

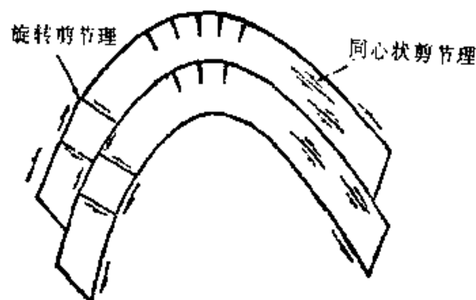


图 9-47　同心状剪节理与旋转剪节理

应力对等原理（见第四章第二节），与层间滑动垂直的方向上还存在着另一对剪应力，旋转剪节理的产生就是与这一对剪应力有关（图 9-47 背斜左翼）。此外，顺层拉伸的张应力作用对其形成可能也有影响。相对于层内剪节理发育的岩性条件而言，旋转节理多发育在强硬岩层中。

以上是伴随纵弯褶皱作用可能发育的各种节理，其中以平面共轭节理、剖面共轭节理、横张节理、纵张节理比较常见。平面与剖面共轭节理均分别直接反映了褶皱不同阶段的区域构造应力作用，因此最为重要。此外，这四种节理还可进一步发展成为断层（见下文），因此对其研究也有助于阐明区域构造发展规律。

二、横弯褶皱的伴生节理

横弯褶皱作用的受力条件主要是自下而上的挤压，因此，总的应力状态是，σ_1 直立，σ_2、σ_3 皆水平，但其方向不固定。由横弯褶皱作用产生的构造形态常为穹隆或短轴背斜。

在穹隆形成过程中，其表面普遍经受张应力的作用而处于拉伸变形状态中，可以将表面遍布的张应力归为两类位态：一是辐射状分布的张应力；二是同心状分布的张应力。当张应力超过岩石的抗张强度，就会出现张节理。因此，与辐射状张应力有关的张节理必呈环状分布，组成环型张节理系（图 3-12a）。由于各辐射方向的张应力大小不等，因此环型张节理也是断续分布，其走向多变，但均向穹隆核部陡倾；与同心状张应力有关的张节理则呈放射状分布，组成放射型张节理系（图 3-12b），其走向各异，近于直立。

若由横弯褶皱作用形成短轴背斜时，则可出现纵张节理与横张节理，而环型与放射型张节理系则不发育。

三、褶皱与断层的伴生关系

由褶皱进一步发展形成断层是这里所要阐述的主要伴生关系。

（一）正断层

纵弯褶皱伴生的纵张节理可以进一步发展成为正断层，横弯褶皱（包括盐丘的上覆岩层的褶皱）伴生的纵张节理、环型张节理、放射型张节理也均可以进一步发展成为正断层。按上述各类节理发育时的局部应力状态，其 σ_1 直立，也均符合于第八章所述之安德生拟定的正断层发育所必须具备的应力状态。至于纵弯褶皱伴生的横张节理，按其形成的应力状态（σ_2 直立）并不符合正断层发育的应力状态，一般情况下不会发展成正断层；但如上覆静岩压力很大时，亦可发展成正断层。横弯褶皱的短轴背斜中伴生的横张节理可发展为正断层。由差异升降运动

造成的挠曲状褶皱的陡翼经常演变成高角度正断层，断面倾向相对下降的一侧。底辟构造两侧的正断层是因盐层上涌而与两侧形成的相对差异升降运动形成的。

（二）逆断层

纵弯褶皱作用可以导致破裂逆断层的产生，后者系沿纵弯褶皱的伴生剖面共轭剪节理进一步发展而成，常出现在于不对称同心褶皱的陡翼，断层面倾角一般较缓，模拟试验可以再现破裂逆断层的产生（图 9-10）。

差异升降运动造成的挠曲状褶皱的下部也可因垂向剪切作用而形成高角度逆断层，其断层面倾向相对上升的一侧，E. Cloos 的模拟试验已经证实这种逆断层出现的可能性（图 8-18）。

（三）平移断层

纵弯褶皱伴生的平面共轭剪节理常进一步发展成平移断层，其旋向与原来剪节理的旋向一致。在褶皱发展过程中，由于垂直枢纽方向上应力作用的不均匀，因而常利用横张节理进一步发展的平移断层，其旋向不定（图 8-28）。

以上主要是褶皱发展后期由伴生节理进一步演变成断层的最简单和最基本的情况，即一次纵弯或横弯褶皱作用中可能出现的断层。应力场的改变、前期先成构造的存在、边界条件的不同等都可能使上述简单情况复杂化。因此，实地工作中必须仔细观察，综合思考，具体情况具体分析。

第五节　平衡地质剖面概述

一、平衡地质剖面的概念及其意义

平衡地质剖面（简称平衡剖面）原则上可以理解为能将剖面上的变形构造通过几何原则全部复原的剖面。具体来说，根据各种地表及地下资料绘制的变形剖面，如能被恢复至未变形的状态，那么剖面是“平衡了”的，这样，平衡剖面就可定义为：构造上可恢复的合理的剖面。“合理”有两个含义，其一是变形剖面必须与地面、钻孔、地震曲线所反映的构造相符合；其二是剖面上各种构造的形成机制和过程符合我们对于岩石变形的最新认识。如果真正理解了剖面上的构造是如何形成的，那么就应该能将构造恢复，因此，当岩层长度或剖面面积在变形和未变形两种状态下相等时，剖面就平衡了；如果它们不相等，而且又无法解释，那么剖面就是不平衡的。平衡剖面这一概念是 C. D. A. Dahlstrom（1969）最早引进了文献。平衡剖面方法的运用在理论上可以对由褶皱或逆冲断层所反映的地壳缩短作用和其下滑脱面的深度给出定量计算，在实际工作中可以提高石油构造研究程度，并能指出地层圈闭和构造圈闭的可能部位，编制平衡剖面已成为石油勘探程序中一个重要组成部分。

二、平衡地质剖面的检验原则

在褶皱和冲断构造中，可以假定变形期间岩石质量是不变的，因而在一定的范围内岩石的体积在变形前、后也是不变的；如果不考虑中间应变轴的变化，那么在正交剖面上二直立的标志线之间的面积在变形前、后也应保持不变；又若褶皱岩层的厚度不变（如平行褶皱），则在褶皱岩层展平后的长度，以及褶皱影响所及的下界面以上各标志层的展平长度均彼此相等。体积、面积、长度三者守恒及各标志层长度一致即为平衡地质剖面的检验原则。

三、平衡地质剖面的编制

首先，剖面线方位应与构造运移方向(可由褶皱的倒向、断层擦痕或稳定的拉伸线理指示出)一致。Price(1981)指出，长度大于 50km 的剖面，如其方位与构造运移方向偏差角度在 30°范围以内，则求出的缩短应变量的误差约为 15%，剖面线的端点偏离了构造运移方向线约 30km(图 9-48)；若偏差角度在±5°，则剖面长度与沿构造运移方向的剖面长度能够保持大体一致(表 9-1)。这样计算出来的缩短应变更接近于真实情况。因此确定构造运移方向并以此选定剖面线方位是非常重要的。

表 9-1　与构造运移方向偏差不同角度时剖面长度和剖面端点偏离距离

	L=10km		L=50km		L=100km	
	d	L'	d	L'	d	L'
0°	—	—	—	—	—	—
5°	0.9	10	4.4	50.2	8.8	100.1
10°	1.8	10.2	8.8	50.8	17.6	101.5
15°	2.7	10.4	13.4	51.8	26.8	103.5
30°	5.8	11.6	28.9	57.7	57.7	115.5

(表中英文字母代号见图 9-48)

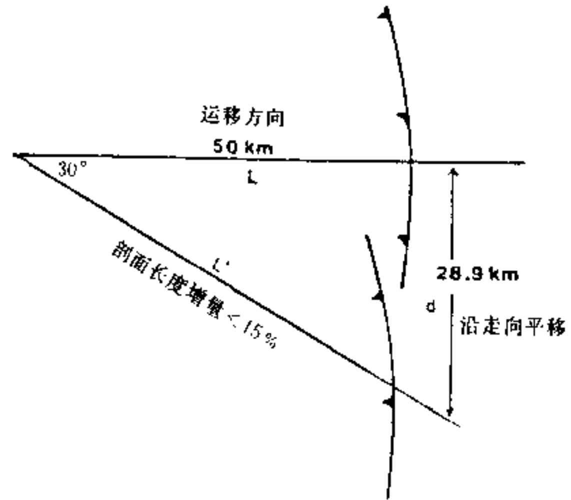


图 9-48　剖面线方位与构造运移方向偏差角度为 30°时的误差
(引自 Woodward,1989)

其次，根据地质、钻探、地震等资料的综合分析，对各种构造变形、及其形成顺序作出判断并结合野外露头所见的构造样式作出变形剖面。然后再展平各标志层，根据上述原则进行检验。

(一) 长度平衡

将变形剖面中某一标志层(选择能干性较强的岩层，以缩小韧性变形对长度复原的影响)的褶皱弯曲展平(如系断层，则可根据位移将被断的标志层复位)，根据图 9-49 中之 L_1、L_0 数据，利用 $e=(L_1-L_0)/L_0$ 公式即可算出缩短应变量。

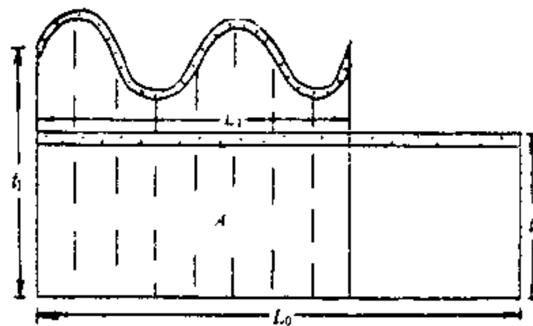


图 9-49　长度和面积平衡示意图
(据单文琅等，1991)
(L_0、t_0 分别为岩层的原始长度和厚度，
L_1、t_1 分别为变形后岩层剖面长度和厚度，A 为线条区的面积)

(二) 面积平衡

浅层次构造变形主要是平面应变，假定造山带纵向长度不变，$(1+e_2=1)$，于是体积守恒

就转化为垂直造山带剖面上的面积守恒。从图 9-49 上可看出滑脱面以上的面积 $A=L_1\cdot t_1=L_0\cdot t_0$，即 $L_0=A/t_0$，岩层原始厚度 t_0 可从未变形区相同岩层厚度求得，A 可用求积仪求得，由此也可算出岩层的原始长度 L_0，从而求出缩短应变量。

在台阶状冲断构造中，可利用面积守恒原则求出底部滑脱面的深度 d。从图 9-50 上可知：$A=d(L_0-L_1)$，A 代表断层相关褶皱隆起区的面积，可用求积仪求得，L_0、L_1 均可直接在剖面中量得。

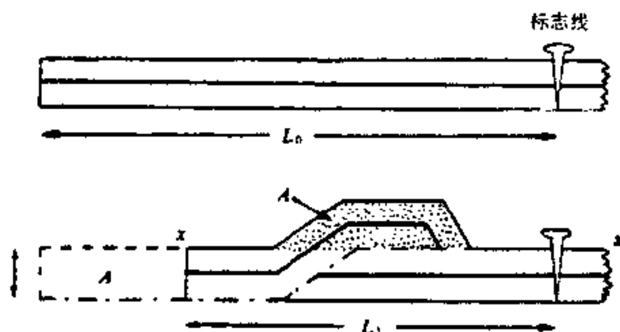


图 9-50 褶皱隆起区面积 A 和原始岩层之间的几何关系

（据单文琅等，1991）

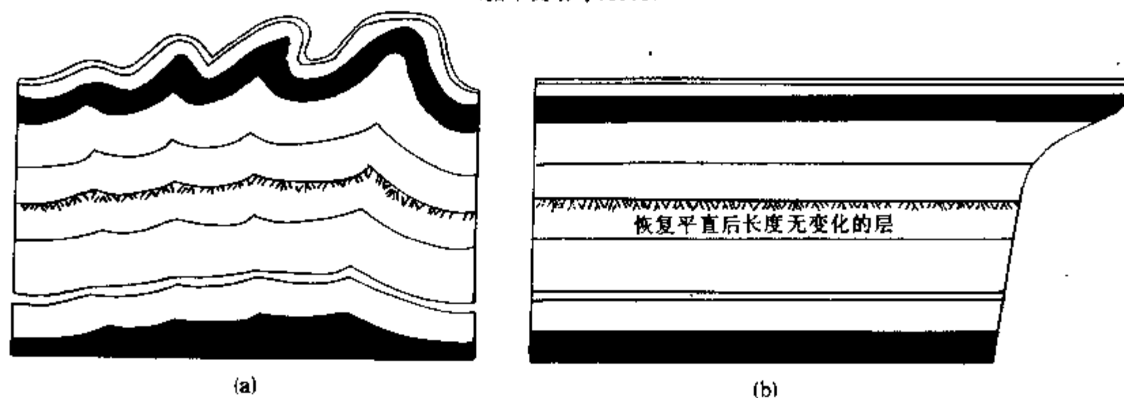


图 9-51 随深度而改变的岩层缩短加厚

（引自 Carey，1962）

（三）各标志层长度相等的平衡

变形剖面中各标志层展平后的长度应与原长相等并彼此相等，那么该剖面是平衡的。如彼此不等长，则可能有以下几种原因可供分析时参考：

（1）在弯滑褶皱作用过程中，常伴有层间滑动；

（2）利用平行褶皱模型时，因各层具有同一曲率中心，故其下部有一个空间不足的问题，因此在紧邻底部滑脱面之上的下部岩层往往以更大的缩短、加厚的作用来调节（图 9-51），或者愈向下部，岩层以愈复杂的弯曲形式来调节（图 9-52）。

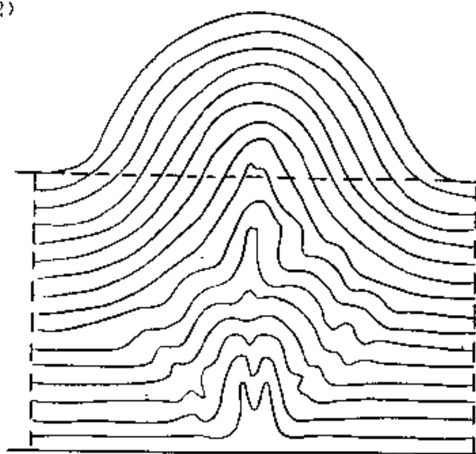


图 9-52 保持长度和面积守恒情况下深部岩层褶皱弯曲图形的变化

（引自 Goguel，1952）

（3）在台阶状冲断构造模型中，后端下部岩层由于受到断坡的阻挡，其位移小于前端上部岩层的

位移，后者受到强烈的剪切畸变而使位移增大。

由上可知，为使剖面平衡，必需根据尽可能充足的各方面资料的综合分析，建立接近真实的构造模型，然后进行各项检验，在不能保持长度、面积守恒和各标志层长度一致的情况下，给出合理的解释，推断出接近真实的深部构造。可见，此项工作不仅是检验变形剖面是否符合实际的一个重要技术方法，而且也是分析构造的一种先进的地质思维（宋鸿林，1985）。

主要参考文献（9）

1. 武汉地质学院区地教研室，1978，地质构造形迹图册，地质出版社。
2. 徐开礼、朱志澄主编，1989，构造地质学（第二版），地质出版社。
3. 钟大赉、马福臣、钟嘉猷、孙焕章，1981，深层构造控制浅层构造的讨论，第二届全国构造地质学术会议论文选集（1），地质出版社。
4. 张文佑、钟嘉猷，1978，中国断裂构造体系的发展，国际交流地质学术论文集（1），地质出版社。
5. 宋鸿林，1985，平衡剖面及其地质意义，地质科技情报 4(1)。
6. 单文琅、宋鸿林、傅昭仁、任建业，1991，构造变形分析的理论、方法和实践，中国地质大学出版社。
7. 朱志澄、宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。
8. Ramsay J. G.，1967，岩石的褶皱作用和断裂作用（单文琅等译，1985），地质出版社。
9. Ragan D. M.，1973，构造地质学——几何方法导论（邓海泉等译，1984），地质出版社。
10. Hills E. S.，1972，构造地质学原理（李叔达等译，1981），地质出版社。
11. Hobbs B. E. et al.，1976，构造地质学纲要（刘和甫等译，1982），石油工业出版社。
12. Woodward N. B. et al.，1989，平衡地质剖面（贾维民等译，1991），中国地质大学出版社。
13. Кириллова И. В.，1956，褶皱形成构式的若干问题（俞鸿年等译，1958），科学出版社。
14. Ramsay J. G.，1987，现代构造地质学方法（第二卷）（徐树桐主译，1991），地质出版社，
15. De Sitter L. U.，1964，Structural Geology (2nd ed.) McGraw-Hill，New York.
16. Donath F. A. et al.，1964，Folds and folding，Geol. Soc. Am. Bull. (75)，45～62.
17. Dahlstrom C. D. A.，1969，Balanced cross section，Canadian J. Earth Sci. (6)，743～757.
18. Biot M. A.，1957，Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression，Roy. Soc. (London) Proc. Ser. A，(242)，444～454.
19. Biot M. A.，1964，Theory of internal buckling of confined multilayered structure，Geol. Soc. Am. Bull. (75)，563～568.
20. Chapman R. E.，1974，Clay diapirism and overthrust faulting，Geol. Soc. Am. Bull，(85)，1597～1602.
21. Cloos E.，1947，Oolite deformation in the South Mountain fold，Maryland，Geol. Soc. Am. Bull.，(58)，843～918.
22. Paterson M. S. and Weiss L. E.，1966，Experimental deformation and folding of phyllite，Geol. Soc. Am. Bull. (77)，343～374.
23. Ramberg H.，1961，Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression，Geol. Rundsch. (51)，405～439.
24. Ramberg H.，1964，Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties；a theory for simultaneous formation of several order of folds，Tectonophysics，(1)，307～341.

第十章 劈理、面理和线理

虽然岩石的构造可以粗略地归纳为面状构造和线状构造二类，且均有原生和次生之分，但面理(foliation，亦有译作叶理者)和线理二词则限指次生的透入性的面状和线状构造。次生构造是成岩以后经过变形面成的，因此沉积岩的层理、岩浆岩中的流面、流线等虽也属面状和线状构造，但均不以面理和线理称之。"透入性构造"指在一定的尺度内按一定排布规律均匀连续分布于岩块中的面状和线状构造，面理的透入性尺度是手标本或露头。因此一般断层和大部分节理不具有手标本和露头尺度内的均匀连续分布特点，虽然它们在航片或卫片上可以表现为均匀连续分布，也不能称其为面理。线理的透入性尺度略有放宽。从这里也可看出透入性和非透入性是相对的概念，不谈尺度，二者也就无从区别了。

面理可由经变形、变质作用产生的矿物组分的分层、片状矿物的定向排列、拉长的条状矿物集中成层的定向排列以及近于平行的不连续面等表现出来，常见的面理包括劈理、片麻理和糜棱岩中的S面理、C面理等。本章主要阐述劈理和线理。

第一节 劈 理

一、劈理的域构造

劈理是可按一定方向的平行裂面或潜裂面将岩石劈开成为大致平行的薄片或薄板状的次生构造，因此劈理的特征是岩石的可劈性。仔细研究可以看出，这种可劈性是同岩石中的矿物组分以及组构的系统变化有关的，据此可将劈理化的岩石区分为两个域(domain)：劈理域和微劈石域。劈理域指可沿之劈开的裂面(或潜裂面，下同)，裂面有时呈现为不太宽的窄带，常由层状硅酸盐矿物(云母、绿泥石等)或不溶残余物质(碳质、泥质等)及其集合体富集面成，由于矿物具有形体或结晶学的定向组构并常形成薄膜状，故劈理域又称薄膜(状)域或M域(M即英文云母的第一字母)。微劈石域是由夹于劈理域之间的平板状或透镜状岩片所构成，可称微劈石，常由石英和长石有时还有云母组成较宽的带，不具定向组构，又称透镜域或QF域(QF分别为英文石英长石的第一字母)。正是由于两个域相间出现，且劈理域中矿物的定向排列而使岩石具有(潜在的)可劈性。

二、劈理的类型

本世纪初C. K. Leith根据成因将劈理分为由塑性变形形成的流劈理、由破裂变形形成的破劈理及介于二者之间且具有剪切滑动的滑劈理三种。由于近年研究发现并非所有破劈理均由破裂变形所产生，因此这种分类法已渐被摒弃。Dennis(1972)、Powell(1979)根据域构造特征及其识别尺度将劈理分为连续劈理和不连续劈理两大类。

(一) *连续劈理*

劈理域特征细小，常须借助偏光显微镜才能分辨。再按矿物颗粒大小进一步分为三种：

（1）板劈理　发育于低级变质岩中，以板岩中的板理最为典型(图 10-1)。矿物粒径小于 0.5mm，其可劈性很好，使岩石能劈成薄板状，常被用来作为屋顶的盖瓦和写字的石板。劈理域宽仅 0.005mm，微劈石域宽约 0.01～1mm。值得注意的是在高倍镜下观察，劈理面并非平直如板，而呈略带弯曲的交织状，此系观察尺度更小的影响。

（2）千枚理　主要发育于富泥质的千枚岩中(图 10-2)，其可劈性不及板劈理；表面有良好的丝绢光泽；矿物粒径及域的宽度介于板劈理与片理之间。

（3）片理　发育于中、高级变质的泥质沉积岩和某些火山岩中(各类片岩)，矿物粒度平均为 1mm～10mm，露头上可见到云母类矿物的平行面状排列，但片理面往往不很平直，因此也很少能平坦而完善地被劈开(图 10-3)；由于片岩经历了较强的塑性变形和重结晶作用，因此微劈石域中的石英也可具有形体的定向组构。

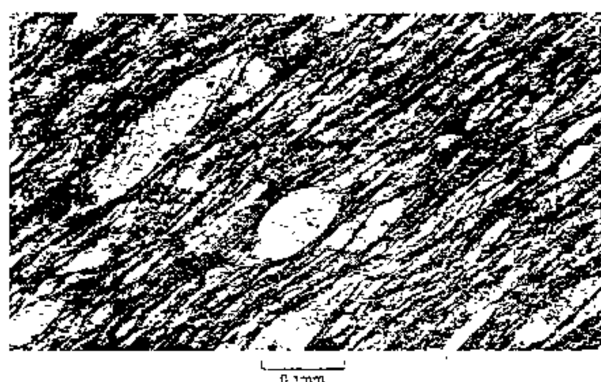


图 10-1　板岩中的劈理
(引自 Davis，1984)
淡色部分为石英组成的透镜状域，其间黑色部分为层状硅酸盐矿物组成的薄膜状域

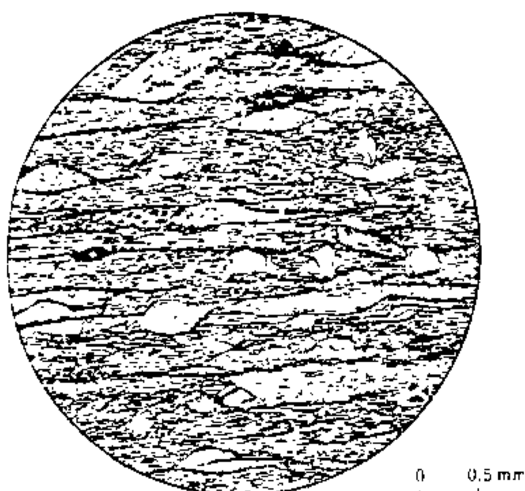


图 10-2　千枚理的显微域构造
(据 M. G. Best，1982)



图 10-3　片理的显微域构造
(引自 Davis，1984)

(二) 不连续劈理

肉眼可分辨其域构造的劈理，根据微劈石域的结构又分为褶劈理和间隔劈理两种。



图 10-4 带状褶劈理
（引自 Davis，1984）
（劈理域为由碳质和云母质组成的竖直条带，微劈石域中的先存劈理被揉成和缓微小褶皱）

（1）褶劈理 微劈石域为先存的连续劈理并被揉成微小褶皱，因此褶劈理是切割先存劈理的。根据其切割形式又可细分为①分隔褶劈理，劈理域似断层状地突然斜截微劈石；②带状褶劈理，劈理域较宽，以与微劈石微小褶皱的紧闭的一翼相连续一致的切割形式为特色（图 10-4）。

（2）间隔劈理 与上述各种劈理不同，间隔劈理典型地发育于经过变形作用但却未变质的沉积岩中，劈理面是一系列平行排列的缝合线状或光滑的裂面，在劈理与层理斜交的情况下，还能见到劈理面两侧被"错开"的现象，但劈理面常为碳质、粘土质充填，并无滑动迹象。过去曾称其为破劈理，现在已经改变，因为研究表明，这里的劈理面并非剪切滑动面，层理被"错开"的现象是由压溶作用愈合后造成的视错位（图 10-5），劈理面上充填的物质正是不溶或难溶物质残余。间隔劈理的劈理域一般宽约 0.02mm～1mm 之间，劈理域的间隔约 1cm～10cm。

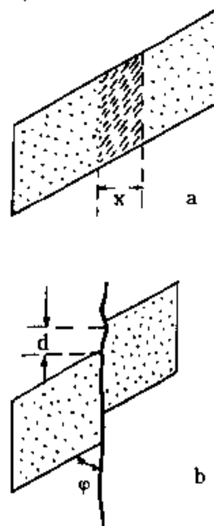


图 10-5 由压溶作用愈合后造成的间隔劈理两侧的视错位
（据 Borradaile，1982）
a—愈后前；b—愈合后；x—压溶作用的宽度；d—愈合后的视错位；φ—劈理与层理的交角

Davis（1984）还曾以压溶作用及其愈合的机制来解释相似褶皱的形成。

三、劈理成因

前已述及，劈理的主要特征是具有域构造和形体或晶格的定向组构。所以关于劈理成因的探讨首先要求能较完满地解释这两个特征现象。

总的来看，绝大多数劈理的形成是同塑性变形有关的，因此第五章中列出的塑性变形机制在劈理形成中均有其意义。从宏观角度看，其中以粒间运动、重结晶作用和压溶作用尤为重要，而在解释域构造的形成方面，压溶显然起到主导的作用，主要体现在以下几个方面：

（1）压溶作用使得在挤压方向上的易溶矿物（石英、长石）颗粒边界发生溶解而在垂直于挤压方向上的低应力区增生、重结晶，从而使得石英、长石颗粒变成与压力垂直的长条状或透镜状，这是微劈石域的总体形貌，故也称其为透镜域。

（2）经过压溶作用后，不溶或难溶的层状硅酸盐物质残余相对富集，并在压力作用下发生粒间运动，经递进旋转而趋于定向排列，形成一个薄膜带，这就是劈理域的总体形貌，故也称其为薄膜域。

（3）压溶作用在褶劈理形成中同样是重要的，如图 10-6 所示，先存劈理在顺层挤压作用下发生纵弯褶皱作用，当其缩短作用难于以进一步弯曲来调节时，便会由压溶作用使物质溶失造成的顺层缩短来适应，在褶皱翼部最易发生长石、石英等易溶矿物的溶失，从而形成层状硅

酸盐矿物相对富集的劈理域；溶失物质又趋向褶皱转折端迁移而使那里的长石、石英矿物次生加大并形成具有透镜状形体的微劈石域。这个过程进行得越彻底，褶皱翼部易溶物质溶失得就越多，劈理域就越狭窄，最后使得连续劈理被断层似地截断，形成分隔褶劈理。

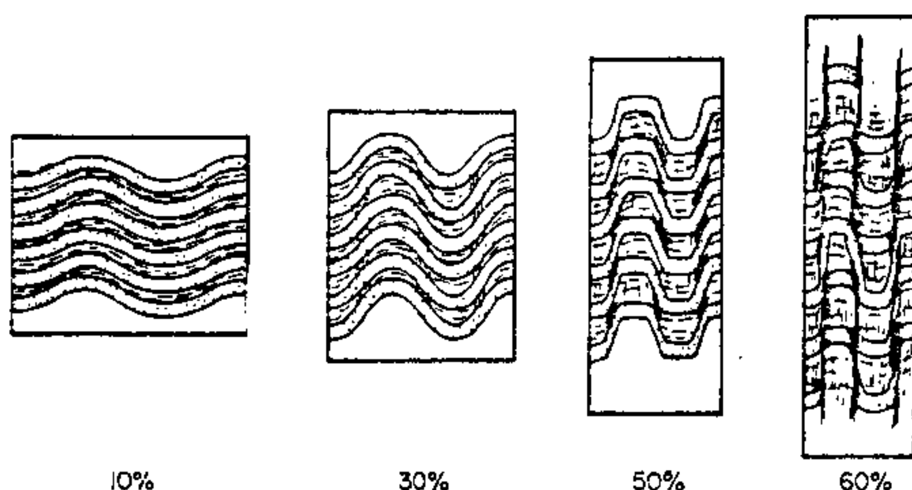


图 10-6 褶劈理发育过程及其与缩短应变量(图下方的百分数)的关系

(据 D. R. Gray，1979)

(4) 压溶在间隔劈理形成中所起的作用已由图 10-5 阐明。劈理面的方位是涉及到劈理形成机制的一个问题。

H. C. Sorby 在 19 世纪中叶提出板劈理面平行于 *XY* 主应变面的观点，C. F. Becher (1893)和 A. Daubree(1978)则认为劈理面平行于剪切面。R. Hoeppener(1956)以德国中摩泽尔区板岩中的褶劈理的发育为例，提出了这种劈理面最初是平行于剪切面，后经随先存面理的伴生剪切的旋转而趋向平行于 *XY* 面(图 10-7)。Hobbs et al. (1976)也认为，虽然大多数劈理是挤压面(*XY* 面)，但不能排除由剪切面经递进挤压而使其旋转到与 *XY* 面的交角很小的方位的可能情况，他指出，当缩短应变量超过 60%时，这一交角可小于 10°(图 10-8)，此时原先的剪切面就几乎与 *XY* 面相平行了。

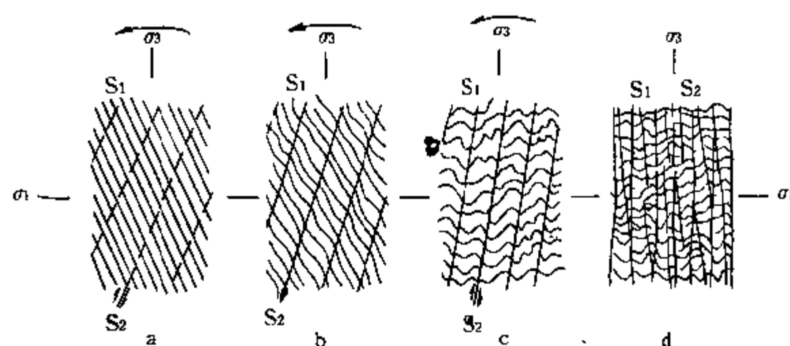


图 10-7 褶劈理的方位由与剪切面(S_2)平行、经旋转后与 σ_1 垂直，即平行于 *XY* 面

(据 R. Hoeppener，1956)

(S_1 为先存劈理，图上方的箭头系 S_1 的伴生剪切旋向，S_2 的旋转与此左旋有关)

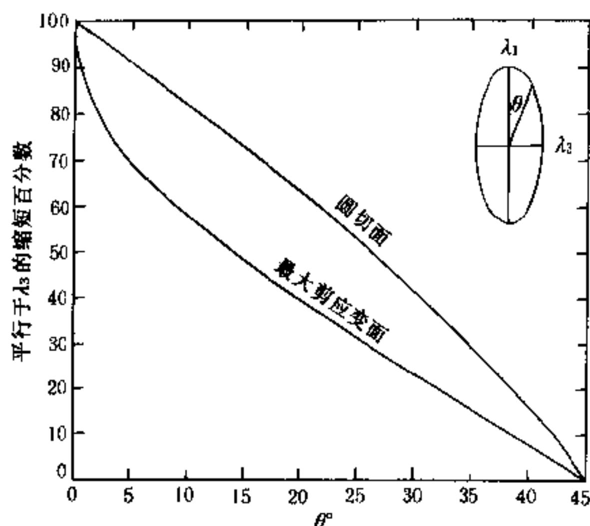


图 10-8 平面应变中，平行于 λ_3（即 Z 轴方向）的缩短应变量与剪切面和 λ_1（即 χ）夹角（θ）之间的关系曲线

（据 Hobbs et al.,1976）

（注意最大剪应变面的曲线）

四、劈理与大构造和成层构造的关系

劈理是一种小型构造，在几何上和成因上与褶皱、断层有着密切的关系。对于这种关系的研究有助于阐明与劈理同时或略早于劈理形成的大构造的形成特征与成因机制，并为分析大构造的变形环境提供重要的依据。下面主要讨论与褶皱有关的轴面劈理，与断层有关的面理以及与岩层成层构造有关的顺层劈理。

（一）轴面劈理

轴面劈理是指与褶皱轴面平行或大致平行的劈理。它们主要由连续劈理或褶劈理组成。轴面劈理和轴面的产状并不严格平行，而是呈对称式有规律的偏离，常呈正扇形或倒扇形（图 10-9）。在紧闭褶皱中弱岩层的轴面劈理与褶皱两翼岩层趋于平行，与轴面偏离小。由于劈理穿过不同岩性时所出现的方位的偏离现象，称为劈理的折射。

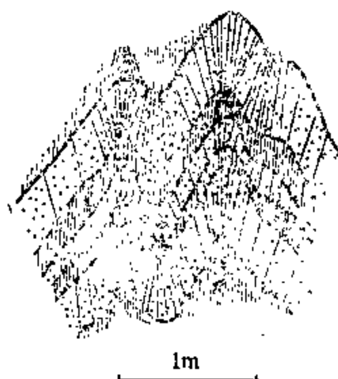


图 10-9 呈扇形排列的轴面劈理在背斜内硬砂岩（细点部分）中的劈理呈正扇形排列，在页岩中呈倒扇形

（据 Hobbs et al.,1976）

（二）断层伴生面理

与断层伴生的透入性面状构造并不限于劈理，还有剪节理（见图 8-30 之 S_1、S_2），后者以往曾以破劈理称之，但因其常密集发育（节理间距可小于 1cm），且在局部范围内表现为透入性构造，故称为面理。S_1、S_2 面理对确定断层动向的指示意义已于第八章中阐述。

糜棱岩中的 S、C 面理是韧性断层中常见的面理，S 面理为压扁面，起始以 45°与 C 面理相交，随递进单剪作用，S 面理逐渐向 C 面理旋转。根据这两组面理的相互关系可以确定单剪旋

向(见图8-46)。

在伴随有动力变质作用的断层中,经常在断层带及其旁侧发育有由片理或片理化构造形成的连续劈理,它们以小角度与断层斜交,平行于由断层剪切引起的压扁面(XY面)。

(三) *顺层劈理*

在一些变质岩中,常可见到与层理近于平行的顺层劈理。

顺层劈理的成因是有争论的,第一种意见认为在岩层受强烈挤压形成等斜褶皱的过程中,由于两翼岩层沿轴面方向顺层的固态流动,乃形成轴面流劈理或轴面片理,其方位在翼部平行层理,但在转折端则与层理斜交或正交。有些变质岩区,在较大面积内出现缓倾斜片理,经研究表明乃是紧闭平卧褶皱的轴面片理,也是顺层片理,大型低角度逆冲断层作用中的顺层剪切以及顺层流动也可形成较大面积的顺层片理。第二种意见认为顺层片理是由于深埋地下岩石的"负荷变质"而形成的,即在上覆岩层重压下,埋藏于深部的岩层在高温条件下顺层重结晶的结果。蔡学林、石绍清(1981)根据对桐柏山、大别山、秦岭等地变质岩系片理的研究认为,第一种意见讨论的并非真正的顺层劈理,而仍然是轴面劈理;第二种意见,由于深埋地下的岩石是处于围压相等的环境中,没有应力差,因而也不能形成顺层劈理。只有在弯滑褶皱作用所产生的层间滑动,层内剪切作用与上覆岩层压力的联合作用的条件下,才能形成的褶皱转折端也平行于层面的真正的顺层劈理。

五、劈理的观测和研究

(一) *区分劈理与层理*

在强烈变形的变质岩系中,劈理的发育常常破坏层理的连续性,甚至使之隐蔽不显。如果误将劈理当作层理,则势必不能正确认识构造。因此,区分劈理与层理就成为正确地建立地层层序,恢复变质岩区本来的构造面貌的关键。

区分变质岩区的面理与层理的主要方法是寻找变余沉积岩原生构造,如粒级层、斜层理、波痕等,在变质的火山岩层中火山岩原生构造,气孔及杏仁构造也可作为依据。找到这些原生构造,不但能鉴别出层理,而且还能建立地层层序。

(二) *劈理类型的鉴别*

根据劈理的域构造特征以及所在岩层的层理、先存劈理发育情况等鉴别劈理的类型。此外,在观察劈理各项特征的同时,还需测量劈理产状、间距、各域的宽度、劈理与层理的交角。微劈石的微褶皱特征、劈理与先存劈理交线的方位等。

(三) *研究劈理与所在大构造的空间几何关系*

在研究劈理时要注意劈理所在岩石的性质、矿物成分、结构构造特征以及大构造部位;还须研究不同方位的劈理之间的先后顺序和劈理与其他构造之间的先后顺序。

还要采集定向标本,以供室内研究。

第二节 线 理

线理是线状构造,也有原生、次生之分,本节只讨论次生线状构造。小型线理一般具有露头或者标本尺度的透入性,但大型线理可能要在更大的尺度范围内才具有透入性,本节将一并讨论。

一、小型线理的类型

线理的类型很多,它们都是构造运动的重要遗迹。线理对指示构造变形时物质运动的方向

有着重要的构造意义。利用坐标系表示不同类型线理与其他构造之间的几何关系，有助于查明变形时的物质运动特征及线理的成因，其表示方法一般采用 B. Sander 提出的 a、b、c 三个构造轴的直角坐标系。在褶皱和运动面(劈理面、断裂面或层面)上的三个轴定位不同(图 10-10、10-11)，但它们却能表示线理与其他大构造要素之间的几何关系，以及变形时物质流动的方向。据此，可把线理概括为二种：一种为 a 轴线理，它相当于局部的应变椭球体的 X 轴方向，与褶皱轴垂直或与运动面上的拉伸线理或擦痕平行，代表变形时物质运动方向；另一种为 b 轴线理，由于滚动或交切面形成的平行于局部的应变椭球体 Y 轴，亦平行于褶轴，并与物质运动方向垂直或与运动面上的擦痕垂直的线理。此外，线理有不同形态，反映其不同的成因。大致有如下几类：

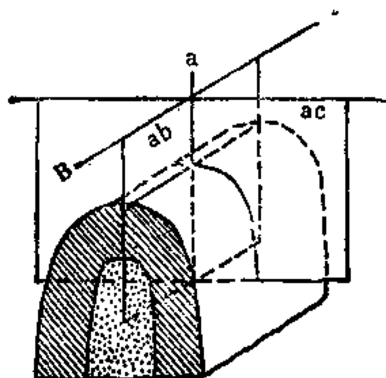


图 10-10　褶皱的构造轴

(据 Dennis，1967)

b—褶皱轴(B)；a—在运动面 ab 上，垂直于 b 轴；
c—垂直于 a、b 轴

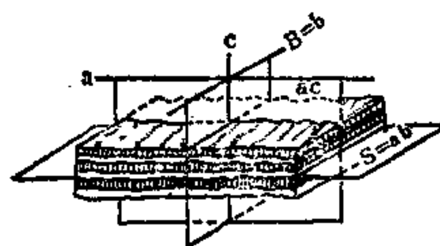


图 10-11　运动面的构造轴

(据 Dennis，1967)

a—在运动面 $ab(s)$ 上平行运动方向；
b—在运动面上，垂直于 a 轴；c—垂直于 a、b 轴

（一）擦痕

擦痕是一种常见的线状构造，它一般不具透入性特征，但在宽阔断裂带上的擦痕或者褶皱发育时由层间滑动所产生的擦痕，则均具有透入性的特点。擦痕方向代表物质运动或岩块滑动方向，属 a 轴线理。与褶皱有关的擦痕方向，垂直于褶皱轴。

（二）拉伸线理

拉伸线理是由变形岩石中的岩屑、砾石、鲕粒、矿物颗粒和矿物集合体被拉长呈平行排列而构成的线理(图 10-12a)。其形成方式有二种：一种是物质于运动面上发生塑性流动而被拉长，其拉长方向代表物质运动的方向，为 a 轴线理；另一种是由于剪切作用使物质发生辗滚而拉长，拉长方向垂直于物质辗滚方向，因而这种拉伸线理为 b 轴线理(Cloos，1946)。前者垂直于褶皱轴，后者平行于褶皱轴。

（三）矿物生长线理

这种线理是由针状、柱状矿物长轴的定向排列而形成的(图 10-12b)。它们是在定向应力作用下沿引张方向重结晶生长的结果。在应力作用下，一些原来是短柱状或等轴状结晶矿物被拉长，改变原来的结晶习性而成纤维状的晶体。如断面上的纤维状石英、方解石和纤闪石晶体等就是改变原来的结晶习性的矿物生长线理(图 10-13、3-18)。这种线理代表物质运动的方向，为 a 轴线理。

（四）皱纹线理

皱纹线理是由小皱纹的枢纽平行排列而成(图 10-12c)。在变质岩中由劈理面或片理面均

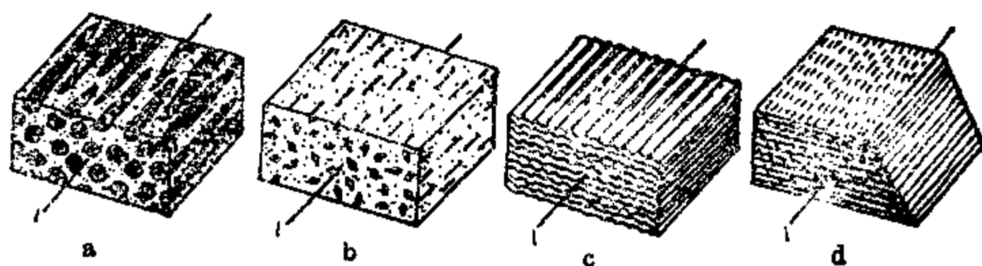


图 10-12 线理的类型

(据 Turner and Weiss,1963,略改)

a—由矿物集合体定向排列显示出的拉伸线理;b—柱状矿物平行排列构成的线理;

c—早期面理揉皱形成的线理;d—交面线理

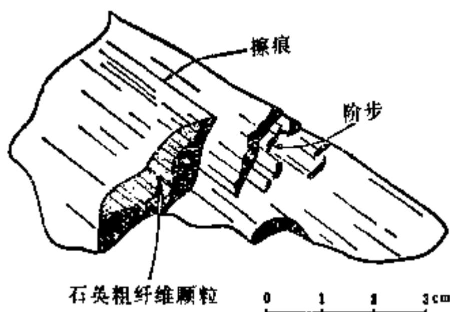


图 10-13 平行断层位移方向强烈优选 C 轴方位的石英粗纤维晶体

(据 Hobbs et al.,1976)

匀发育的小皱纹,以及褶劈理中由微劈石呈现的各种型式的平行小褶皱构成的皱纹均属此类线理,其延伸方向垂直于运动面上物质的运动方向,为 b 轴线理。

(五) 交面线理

交面线理指两组劈理交切或劈理与层理交切而成的线理(图 10-12d),其方向与同期的褶轴平行,为 b 轴线理。

二、大型线理的类型

(一) 石香肠构造

石香肠构造亦称布丁构造,它是在强弱相间岩层受到垂直于层面的挤压时,其中的强岩层被断裂分割而形成顺层排列的岩块,从剖面看酷似香肠,故称石香肠构造。一般情况下,强岩层被一个方向的断裂分割成一系列彼此相互平行排列的长条体,为正常石香肠构造(图 10-14a);但有的地区强岩层被两个方向的断裂所分割,形成等边的石香肠构造(图 10-14b),称为"巧克力"块状石香肠构造。

石香肠构造的横断面形态有矩形、菱形、藕节状与透镜状等(图 10-15)。石香肠之间常为方解石、石英脉、破碎角砾充填,或为上下软弱岩层所楔入,形成断痕褶皱或称楔入褶皱(图 10-15a、c)

石香肠构造与褶皱关系密切,常发育在纵弯褶皱后期的强烈挤压阶段,在紧闭褶皱中,该褶皱翼部岩层与轴面近于平行,挤压力亦近于垂直层面,所形成的石香肠长轴均与褶皱枢纽平行,故这种石香肠构造属 b 轴线理。

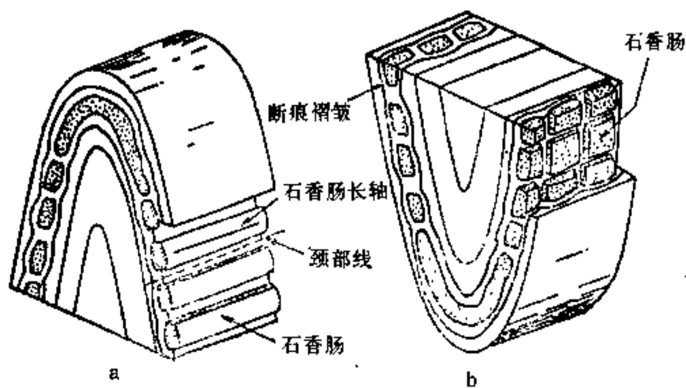


图 10-14 正常石香肠构造(a)和巧克力块状香肠构造(b)

(据 Hobbs et al.,1976)

(二) 窗棂构造

窗棂构造是岩层表面一系列并行排列的呈半圆棂柱状的构造。其柱面可以是浑圆的,也可

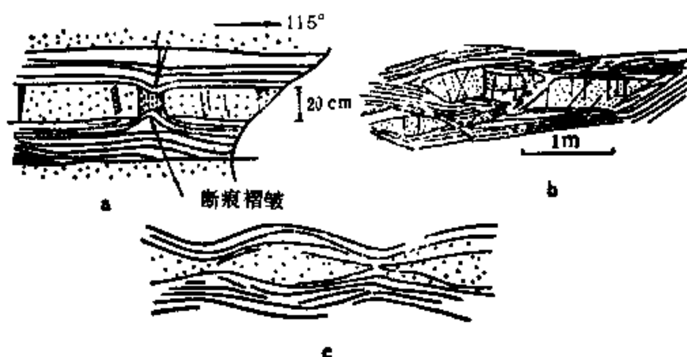


图 10-15 石香肠横断面形态

(据马杏垣,1965)

a—矩形石香肠和断痕褶皱；b—菱形石香肠；c—藕节状和透镜状石香肠

以是不规则的,表面常蒙一层云母或其他成分的薄膜。按其形态和成因可分如下几种：

1. 节理式窗棂构造

它是由岩层被一系列纵张节理分隔而成的窗棂构造。这类窗棂构造常发育于强硬褶皱层外弧近转折端处,相邻弱岩层呈尖角状楔入张节理,从而使节理之间的强岩层表而成为向弱岩层拱起的弧形表而(图 10-16a)。

2. 肿缩式窗棂构造

它是强岩层层面呈一系列圆拱形的窗棂构造(图 10-16b)。通常发育在相邻强、弱岩层的粘度及二者粘度比均小的条件下,粘度相对大的强岩层表面。弱岩层呈尖窄的向形楔入强岩层,强岩层则呈圆拱状的背斜突向弱岩层,从而形成肿缩式窗棂构造(参阅第九章第二节)。

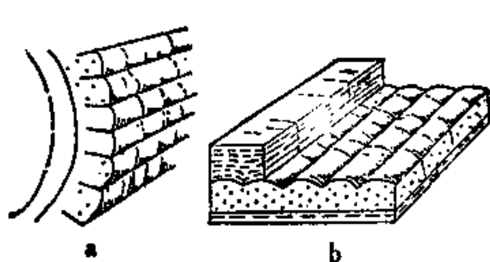


图 10-16 窗棂构造的形态类型

(据傅照仁,1979)

a—节理式窗棂构造；b—肿缩式窗棂构造

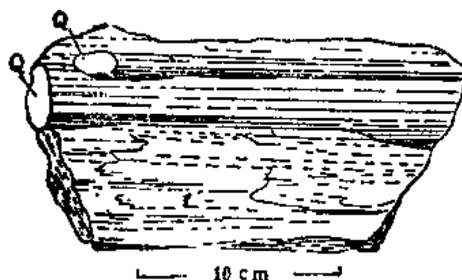


图 10-17 硅质片岩中的石英棒(Q)

(据 Wilson,1961)

窗棂构造是由平行于层理的挤压作用造成的,其长轴代表应变椭球的 Y 轴,属 b 轴线理。

(三) 杆状构造

杆状构造是由石英或方解石构成的细长圆柱体,石英棒是典型的杆状构造,其横断面一般呈圆形或椭圆形(图 10-17)。与窗棂构造不同的是构成杆状的物质与所在岩石成分不同,而是由变质变形过程中分泌出来的石英或方解石,或者是产出于褶皱转折端低压处的石英脉、方解石脉,它们在褶皱过程中经受辗滚而形成杆状体。杆状构造长轴平行于褶轴并与运动方向垂直,故属 b 轴线理。

三、线理的观测和研究

线理与同期形成的大型构造有密切的几何关系。它可以指示变形和变质作用过程中物质

运动方向。因此，通过线理的观测和研究对解决大型构造的几何学和运动学方面的问题以及重建构造变形史均有重要的意义。线理的观察和研究内容主要有下列诸方面。

（一）正确区分线理类型

在浅变质岩中，除了次生线理外，还有变余的原生线理，如火成岩流线、层理与交错层的交线、砾石的原生定向排列等，两种线理各有不同的地质意义。因此，首先要区分原生线理与次生线理。区分线理应与面理的研究相结合，一般情况下与原生面理密切相关者为原生线理，与次生面理有关的线理为次生线理。其次，要在较大的范围内研究它们的排布规律及与地质体的关系。次生线理的类型，可根据上述各类线理的形态特征及成因进行分析确定。

（二）确定线理的构造轴型

次生线理总是分布于物质运动面上，与物质运动方向或者平行，或者垂直，由此定出其所属构造轴型是 a 轴线理或是 b 轴线理。

（三）系统测量线理的产状

在野外必须对不同期次和不同类型的线理分别进行系统的观测和研究。测量线理的倾伏与侧伏以及线理所在构造面的产状。以“L”表示线理，L 右下方加 1，2，3…等数字代表不同期次的线理，右上方加上数字代表不同类型。但必需注意的是，测量线理只能在运动面上进行，在其他面上也可能见到相互平行的并呈一定方向延伸的线理迹象，但它们并不代表线理的真正方位。只有在 S_1 面（运动面）上的线理方位才是线理真正的方位（图 10-18）。

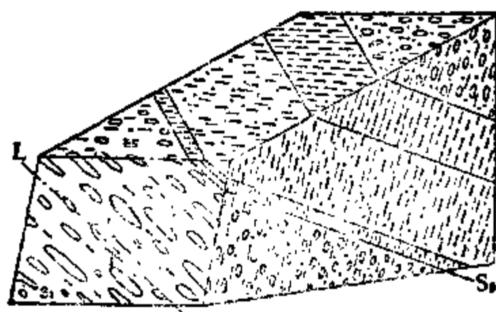


图 10-18　拉长砾石及矿物线理在不同切面上显示的迹线

（引自朱志澄等，1990）

（立体图正面为 S_1 面，S_0 为层面）

主要参考文献（10）

1. 马杏垣，1964，北京西山窗棂构造简记，地质论评 22(6)。

2. 马杏垣，1965，北京西山的香肠构造，地质论评 23(1)。

3. 刘如琦，1963，湖南长沙岳麓山砂岩组的香肠构造，地质学报 43(3)。

4. 朱志澄，宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。

5. 蔡学林、石绍清，1981，顺层片理形成机制分析，科学通报(9)。

6. Cloos E.，1946，线理(林彻等译，1965)，变质岩构造译文专辑(1)，中国工业出版社。

7. Davis G. H.，1984，区域和岩石构造地质学(张樵英等译，1988)，地质出版社。

8. Hobbs B. E. et al.，构造地质学纲要(刘和甫等译，1982)，石油工业出版社。

9. Gonzalaz-Bonorino F.，1960，片理形成的机理(言司译，1965)，国外小构造研究(专辑)，地质部地质科学技术研究所。

10. Spencer E. W.，1977，地球构造导论(朱志澄等译，1981)，地质出版社。

11. Turner F. J. et al. ,1963,变质构造岩的构造分析(周金城等译,1978),地质出版社。
12. Wilson G. ,1961,小型构造的区域构造意义及其对野外地质人员的重要性(言司译,1965),国外小构造研究(专辑),地质部地质科学技术情报研究所。
13. Borradaile G. J. et al. ,1982,Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics,Springer Verlag,Berlin.
14. De Sitter L. U. ,1964,Structural Geology(2nd ed.),McGraw-Hill,New York.

第十一章　火成岩原生构造与火成岩区构造研究

火成岩与金属非金属矿床的密切关系是众所公认的。许多火成岩体中或其边缘与围岩的接触带中常蕴藏着丰富的多种金属非金属矿床，如遐迩闻名的江西钨矿、湖北大冶铁矿等，它们的形成均与岩浆活动有关，而岩浆活动及岩体的侵入与喷出又受一定的构造控制。因此火成岩地区构造不仅是区域构造研究中的一项不可缺少的内容，而且也是找矿勘探等实际工作中不可忽视的一个方面。

火成岩区的构造包括三类：①控制岩体侵位和分布的构造，属于围岩中构造应力作用产生、早于火成岩形成的次生构造；②火成岩体内部（包括接触带）由岩浆活动直接产生的火成岩原生构造；③火成岩形成以后由构造应力作用产生的波及岩体和围岩的次生构造。①③两类构造与沉积岩中各种构造相同，本章只介绍②类构造。

第一节　侵入岩原生构造

侵入岩原生构造是岩浆向上运动侵入到上覆围岩逐渐冷凝、固结成岩过程中产生的构造。岩浆凝固的过程是很长的，从熔融状态到完全固化经历了液态—过渡状态—固态，相应出现了流动构造、塑变构造、脆性破裂。

一、流动构造

流动构造有流面和流线，它们分别是岩浆中先期结晶的片状和柱状矿物、析离体、捕虏体等的定向排列而成。

（一）流面

流面是由板状或片状矿物（如云母、长石）、扁平状的析离体与捕虏体在岩浆流动过程中顺应流动面方位平行排列而形成的面状流动构造。流面的形成无疑与岩浆的层流有关，因此，常见于侵入体的边缘与顶部，而在岩浆流动紊乱无一定方向的侵入体中心部位，则虽有片状矿物，亦难形成流面。

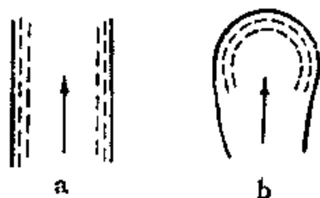


图 11-1　侵入岩体流面方位
（据 Hills，1972）
a—发育于侵入体边缘的流面
b—发育于侵入体顶部的流面

在侵入体边缘，由于流动的岩浆与固体的围岩之间的摩擦作用，岩浆的差异运动特别显著。岩浆流动面的位置大致平行于接触面，因此，有利于流面的形成，其方位也大致平行于接触面（图 11-1a）。此外，在岩浆向上流动的过程中，还有向侧壁扩张空间的运动，从而产生了施加于其侧壁围岩的挤压作用。这种挤压作用自侵入体中心向侧壁接触带渐趋加强，板状矿物、扁平状析离体与捕虏体为了适应挤压力的作用，必会转动到与挤压力垂直的位置，即平行于围岩的接触面的位置，而后方能趋于稳定。

在侵入体顶部，由于岩浆向上运动产生的挤压力作用，迫使板状矿物、扁平状析离体与捕

虏体转动到与挤压力垂直的位置，即平行于顶部接触面位置后才稳定，因而形成的流面构造也大致平行于顶部接触面(图 11-1b)。流面的这种取向也就相当于岩浆向上流动遇到顶部围岩的屏障后折向两侧的岩浆流动面位置。

由于流面平行于岩体与围岩的接触面，因此可以根据流面的产状恢复接触面的方位。

（二）流线

流线是由针状或柱状矿物(如角闪石、辉石、长石等)及呈纺锤状的析离体与捕虏体的长轴定向排列面形成的线状流动构造。流线的形成条件与流面相同，即需要有层流的部位，因此流线亦多发育于侵入体的边缘及顶部。流线的形成还需具有稳定方向的岩浆流动条件，柱状矿物平行排列的方向就是岩浆流动的方向。因此，可以根据流线的方位判断岩浆流动的可能方向，但不能确定岩浆流动的绝对方向。

在流线与流面同时出现的情况下，流线的倾伏与流面的倾斜并无固定关系，流面上的流线可以是任何取向，亦即在某一方位的流动面上，岩浆可以沿任何方向流动。图 11-2 给出四种情况，其中 a 图表示流线与流面皆呈水平状态；b、c、d 三图的流面皆呈直立状态，但其上之流线倾伏则各不相同。因此，野外应分别测量流面的产状及流线的倾伏与侧伏。

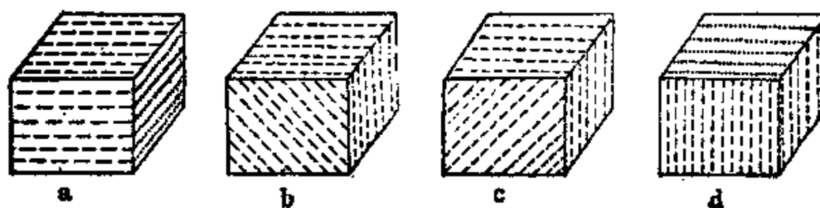


图 11-2　流线在流面上的不同取向

(说明见正文)

由于基性、超基性岩浆的粘度小，流动性大，故原生流动构造发育较中、酸性岩浆好。

二、塑性变形构造

由液态向固态过渡的状态指熔浆中的晶出矿物、析离体、捕虏体等固体物质所占比例较大时，整个体系呈“粥”状体(可称晶粥体)的状态，这个比例数字可根据体系的粘度变化来估定。Arzi(1978)的计算表明，当熔体中的晶体所占比例达到 40%时，体系的粘度将增加 1.5 倍；达到 70%时，亦即熔体只占 30%时，粘度迅速增强，达到流变学的临界熔体百分比，这就意味着整体体系转变为“假”塑性体，此时，不但体系的温度下降，而且其力学行为与液态相比也发生了质的变化，表现在前者有屈服强度，更能承受力的作用而发生塑性变形。

侵入岩体中的塑性变形构造主要是片麻岩状带，形成片麻岩状带的作用有二：一是岩浆中心脉动式的上涌过程中向两侧推挤的挤压作用，一是岩浆上升与围岩之间形成的相对剪切作用，这两种作用使塑性的结晶外壳出现定向性很强的片麻状构造，因此片麻岩状带只发育于岩体边缘，并大致平行于岩体边界。由于其源岩是花岗岩，所以片麻岩状带的岩石也属于正片麻岩，片麻岩状带也可称为片麻岩带。

片麻岩状带中的强烈定向组构并非先期晶出的条状、片状矿物和捕虏体等单纯旋转作用的产物，而是挤压作用和剪切作用的构造变形产物，M. T. Hold(1985)对爱尔兰的阿尔达拉侵入体的有限应变测量表明，捕虏体不但经受了压扁作用，而且应变椭球的轴比自岩体边缘向中心渐小(图 11-3)，即这种压扁作用向岩体中心是逐渐减弱而消失的。

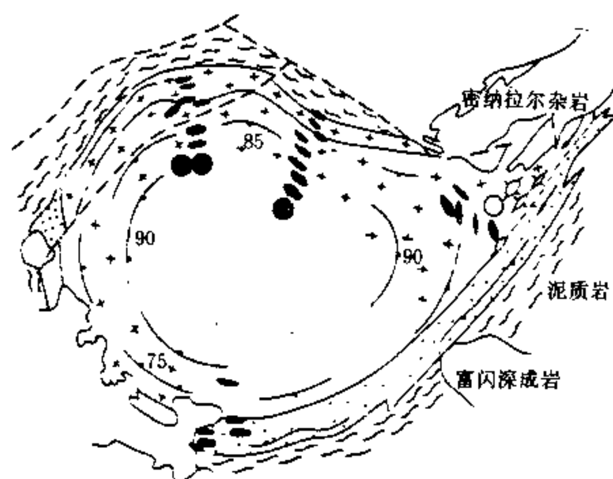


图 11-3　爱尔兰阿尔达拉侵入岩体
(据 M. T. Hold, 1985)
(图中椭圆为捕虏体应变椭圆，其轴比由岩体边部向中心逐渐变小；数字表示岩体内面理的倾角)

当温、压和应变速率条件适合时，岩体边缘亦可发育另一种塑变构造——韧性剪切带，根据单文琅等的研究，北京西山房山侵入花岗闪长岩体西北边缘存在一条宽数百米的糜棱岩带。此外，胡正国(1984)认为侵入岩中的非定向性的褶皱弯曲也是局部塑性变形产生的构造。

三、脆性破裂构造

侵入岩原生破裂构造形成于岩浆晚期冷凝阶段或固化阶段。这一阶段的特点是，侵入体的顶部及边缘已冷凝固结，并与围岩之间已由接触带“焊接”而相联在一起，因此原生破裂构造的分布就不像原生流动构造那样仅限于侵入体内部，而可以向外延伸到外接触带的围岩之中，野外观察时需要注意这一特点。

H. Cloos 根据侵入体中节理产状与流动构造的关系，将原生节理分为(图 11-4)：

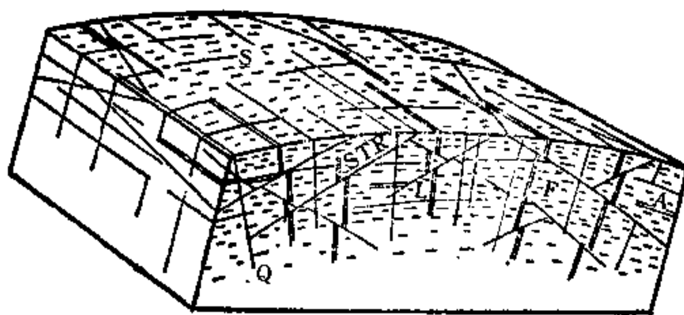


图 11-4　深成岩体顶部原生节理图示
(据 H. Cloos, 1922)
Q—横节理；S—纵节理；L—层节理；STR—斜节理；A—细晶脉；F—流线

(1) Q(横)节理：垂直于顶部流线，倾角陡峻。

(2) S(纵)节理：平行于顶部流线，倾角陡峻。

(3) L(层)节理:平行于顶部流面,倾角平缓。

(4) D(斜)节理(图 11-4 之 STR):与顶部流面、流线皆斜交,为两组共轭剪节理。

(5) 边缘张节理:发育于侵入体边缘,向侵入体中心倾斜,常延伸到围岩中。Cloos 等利用粘土受活塞上升模似岩浆向上流动,产生了岩浆与围岩之间的剪切作用,重现了边缘张节理(图 11-5)。边缘张节理呈斜列式成群发育,且常为矿脉充填,颇有经济价值。



图 11-5 边缘张节理(斜线)形成方式的实验

(据 H. Cloos 等)

A 代表粘土层,实线箭头表示活塞的上升

Q、L、D 三种节理的形成可能均与岩浆向上流动形成的垂向挤压及接近顶部又转向两侧流动形成的拉伸有关,Q 节理属张节理,L 属(释重型)张节理,D 属剪节理,S 节理的成因还无满意的解释。

边缘逆断层是另一种脆性破裂构造,见于侵入体边缘,其方位与边缘张节理相近,可能由后者进一步受岩浆上冲转化而形成(R. Balk,1937)。

近年来有人对岩浆在液态阶段中是否能发育清晰的定向构造——流面、流线表示怀疑(W. S. Pitcher,1987),因为理论计算表明,除非岩浆流动速度非常快,否则不会产生流面或流线,而花岗岩浆流动一般是低速的,所以很难形成板状、柱状矿物的定向排列❶。如果流面、流线难以发育,那么与流面、流线具有固定几何关系和成因联系的 Q、S、L、D 四种节理就无从确定,Cloos 的立体图(图 11-4)也就只具有纯模式性的理论分析意义了。

第二节 火山岩原生构造

火山岩原生构造包括层状构造、破裂构造与火山构造三个方面。除破裂构造比较明显地形成于火山岩已经冷凝固化的后期阶段外,层状构造与火山构造可形成于火山岩成岩过程的任一阶段。

一、层状构造

火山岩的层状构造不仅表现在火山物质间歇性喷发形成的层层叠置,还表现在喷发物质自上空下落时的重力分异形成的粗细分层上;另外,在各次喷发单层内部还具有大致沿一定方位(通常与单层的上下界面一致)分布的各种成层构造,如流纹、流面、气孔与杏仁构造、枕状构造、绳状构造等。虽然其中有些并不具有分划性意义,但却可以作为"层"的指示标志。

(一) 流纹构造

流纹构造常见于流纹岩或其他粘性较大的酸性、碱性熔岩中。流纹构造是由不同颜色的矿物或火山玻璃组成的层状色带,其形成除与上、下层熔岩差异流动导致顺熔岩流动方向的剪切作用有关外,Hills(1972)认为还同上面的熔岩对其下流动的熔岩产生的垂直于流纹面的压力有关。他发现当流纹遇到先期结晶的斑晶或外来包体时,往往在其上、下以平滑曲线绕过并在两端出现纺锤状上、下反向弯曲的现象(图 11-6)。流纹构造指示了熔岩流动面的位置,但不能指示熔岩流向。

---

❶ 见洪大卫"花岗岩岩浆的动力学和定位机制",刊于《花岗岩区 1:5 万区调填图方法研究(科技通讯)》1988 年 1 期,江西地质矿产局地质矿产调查研究大队主编。



图 11-6 流纹岩中的流纹构造
（据 Hills，1972）

（二）流面和流线

火山岩的流面往往是由板状、片状矿物斑晶及火山灰流的晶屑的定向排列组成的，通常在具流纹构造的熔岩中出现，有时也出现在不具流纹构造的熔岩或熔结凝灰岩中。流面的产状大致反映出熔岩流动面的产状，但不能指示流向。

熔岩的流线系由针状、柱状矿物以及火山灰流中的浆屑或岩屑的平行定向排列而成的。熔岩流线的形成方式与侵入岩体流线的形成方式完全相同，流线能指示熔岩的可能流动方向。在未经剧烈构造变动的熔岩中，通常流线的倾伏方向可代表熔岩流动的真正方向，这一点对恢复古火山构造很有意义。

（三）枕状构造

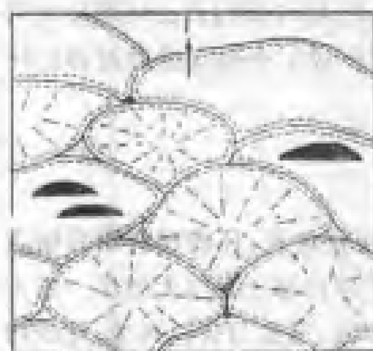


图 11-7 枕状构造断面示意图
（据 Macdonald，1072）

枕状构造是水下基性熔岩表面的一种原生构造。单个岩枕形态是底面平坦，顶面呈圆形或椭圆形上凸的曲面，其表面浑圆，状如枕头，故称枕状构造。若连续若干层岩枕上下叠置，则上一层岩枕的底面形态随下一层岩枕的顶面形态而异（图 11-7）。枕状构造沿层分布的现象可以作为指示熔岩层理的标志，同时还可指示出岩层的顶面所在。不过，野外准确识别枕状构造不能仅限于上述的形态特征。因为某些球状风化也可产生浑圆形的表面，必须注意观察岩枕的内部构造现象才能正确加以区别。典型的枕状构造由两部分构成，即具玻璃质的外壳与显晶质的内核。其外壳很薄，常可见有气孔；内核部分有时出现少量气孔，有因急剧冷缩而形成的放射状裂纹（图 11-7）。

除上述层状构造外，绳状构造与气孔（或杏仁）构造也具沿层分布的特点，故它能指示火山岩中的层理方位。绳状构造分布于顶面，气孔一般也在火山岩层上部较多，根据它们的分布和形态特征，可以判断火山岩层的顶、底面。

二、破裂构造

（一）放射状断裂

放射状断裂分布在中心式喷发的火山口与破火山口附近，在平面上呈向火山口汇聚的放

射状排列，常为与熔岩成分相近或其分异产物的岩墙所充填，形成岩墙群。放射状断裂的形成是与熔浆自火山通道中向上涌出而产生的同心圆状张应力作用有关，因此，属张破裂性质。

(二) 环状断裂

环状断裂在平面上呈同心圆状围绕火山口而分布，但常断断续续由若干走向逐渐改变的断裂或弧形断裂构成不完整的环状(图 11-10)。其形成与熔浆上涌时所产生的各个直径方向上的张应力作用有关，其性质属张破裂。断面向火山通道方面倾斜，故从任何方向的直立剖面观察，环状断裂均呈向火山通道汇聚的扇状形态。

(三) 柱状节理

柱状节理是玄武岩中常见的一种原生破裂构造。柱状节理面总是垂直于熔岩的流动面，在产状平缓的玄武岩内，若干走向不同的这种节理常将岩石切割成无数个陡立的多边形柱状体，因而称柱状节理。

柱状节理是由熔浆冷凝收缩产生的张裂面，发育于岩流或超浅成侵入体中，节理面垂直于熔岩流动面或火山管道壁，据此可确定熔岩流动面或岩脉产状。

在产状平缓的熔岩表面，柱状节理的横断面应为等六边形，但野外实际情况除六边形外，还可见到五边形、七边形等。据 Beard(1959)、徐松年(1982)等对世界各地资料统计，非六边形的柱状节理为数不少，可占 50%以上。

(四)板状节理

熔岩中还可见到一系列近于水平或大致平行于地面缓坡的节理，称板状节理。沿节理面倾斜可延长数十米，并将熔岩分裂成若干"层"片。板状节理的成因不甚明了，可能是由于侵蚀作用把上部岩石蚀去，使负荷减轻而引起下部岩石向上的弹性膨胀所形成的释重节理。野外工作中常误将层次不太清晰的厚层熔岩中的板状节理认作熔岩的层理。一般情况下，板状节理无任何层状构造标志，且其间距自上而下常呈有规则的递增。

三、火山构造

对于火山构造一词的含义，各家理解不一。有的将火山岩相、断裂-喷发带、火山隆起、火山洼地、火山机构均作为火山构造(宁芜研究项目编写小组，1978)，也有的将火山构造分为破火山口、火山穹隆、火山断陷盆地、火山岩平原与高原等(王德滋等，1982)。看来，在没有取得一致理解的情况下，毋宁不要扩大火山构造的概念，而将火山构造一词限于由一次火山作用(可以包括爆发、喷溢、侵出与超浅成侵入等四种作用，或只是其中一种、二种作用)直接产生的基本构造。一次火山作用直接产生的这种基本构造又称火山机构。下面主要介绍由中心式喷发形成的火山机构。

(一) 火山机构的组成部分

1. 火山锥

火山锥是由火山喷发物质堆积在火山口周围或旁侧构成的锥状体(图 11-8)。其主要特征是愈近火山口，喷发物质堆积的厚度愈大，远离火山口，其厚度渐薄。据组成火山锥的物质成分，可分出火山渣锥、火山碎屑锥、熔岩锥与混合锥四种。从火山锥形态看，有正锥、倒锥和侧锥三种。正锥的火山岩层自火山向四周倾斜，如宁芜地区的大山古火山机构(图 11-9)；倒锥的火山岩层自四周向火山口倾斜；侧锥是由于原始地面倾斜，喷发火山岩层主要向一个方向倾斜(图 11-8 之 *L*)。

2. 火山口与破火山口

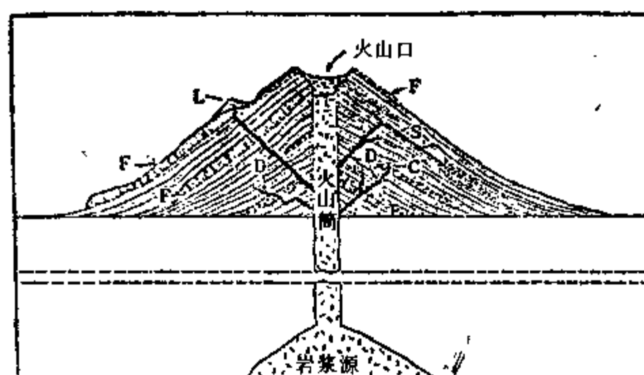


图 11-8　中心式喷发形成的混合锥及火山机构的其他组成部分
（据 Macdonald，1972）
L—侧火山锥；F—熔岩流；D—岩脉；S—岩床；C—被覆盖的火山渣锥
（细点表示细粒火山碎屑岩层）

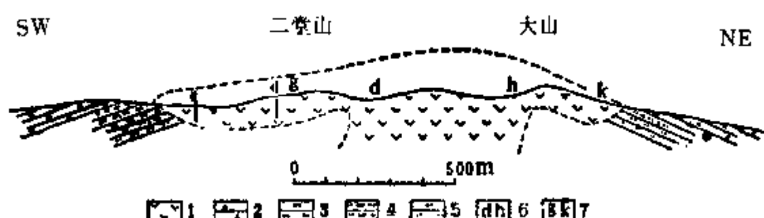


图 11-9　宁芜大山古火山机构剖面图（平面图见图 11-10）
1—角闪粗安斑岩；2—火山角砾岩；3—晶屑凝灰岩；
4—沉凝灰岩；5—凝灰质粉砂岩；6—陡倾伏流线测点；7—缓倾伏流线测点

火山口是火山物质向外喷发的地面出口处。未经侵蚀和破坏的火山，其火山口在地表易于认识，而已受侵蚀或破坏的火山，则只能根据火山管道的平面形态推测火山口的可能位置。火山口的形态有等轴状、椭圆状以及长条状。

火山口一般位于火山机构中心，但侧喷发的火山口往往偏于火山锥（侧锥）的上坡方向（图 11-8 之 *L*）。

破火山口是火山喷发作用发展的后一阶段产物，即在早期火山喷发以后，由于崩塌或再次爆发而破坏了原有的火山口，形成一个新的圆形或近于圆形的洼地，称破火山口，其特点是直径或长轴较长，与早期形成的火山锥大小几乎相等，形态上明显不相称。

3. 火山筒（火山通道、火山颈、火山管道）

火山筒是地下熔浆源地（即地下岩浆房）与地表火山口之间的连接通道，其中多为熔岩充填，形成火山塞；也有为火山爆发之破碎产物充填者，则称其为角砾岩筒，但往下仍过渡为浅成侵入体。

4. 次火山侵入体

次火山侵入体指与火山作用具同时间（可以有先后，但属于一次火山作用连续过程）、同空间、同岩浆源的浅成、超浅成侵入体，也有称为其火山-侵入体，次火山侵入体的侵入深度不应

大于 3km(据宁芜地区)，一般为 0.5km～1.5km 之间；其形态和产状有岩脉、岩床、小岩株及岩塞。一个完整的火山作用过程不仅指那些喷出地表的喷发或爆发作用，还应包括次火山侵入作用。次火山侵入通常是沿火山作用形成的原生破裂构造发生的，因此次火山侵入体必然也是火山机构的一个组成部分。

（二）火山机构的内部构造要素

前面叙述的各种主要的火山岩原生构造均可在火山机构中见到，因而也是火山机构内部构造要素。此外，尚有火山岩穹、火口洼地及火口围墙。

1. 火山岩穹

由于粘滞性较大的熔浆在喷发溢出火山口后不能很快向四周流散发育成正常的熔岩流，而是聚集在火山口附近，或向四周溢出不远，因而形成穹状隆起，称为火山岩穹。火山岩穹的平面形态多呈圆形或椭圆形，古火山机构的火山岩穹顶部往往被剥蚀，有时需利用熔岩中的流线构造分布予以恢复(对照图 11-10 与图 11-9)。

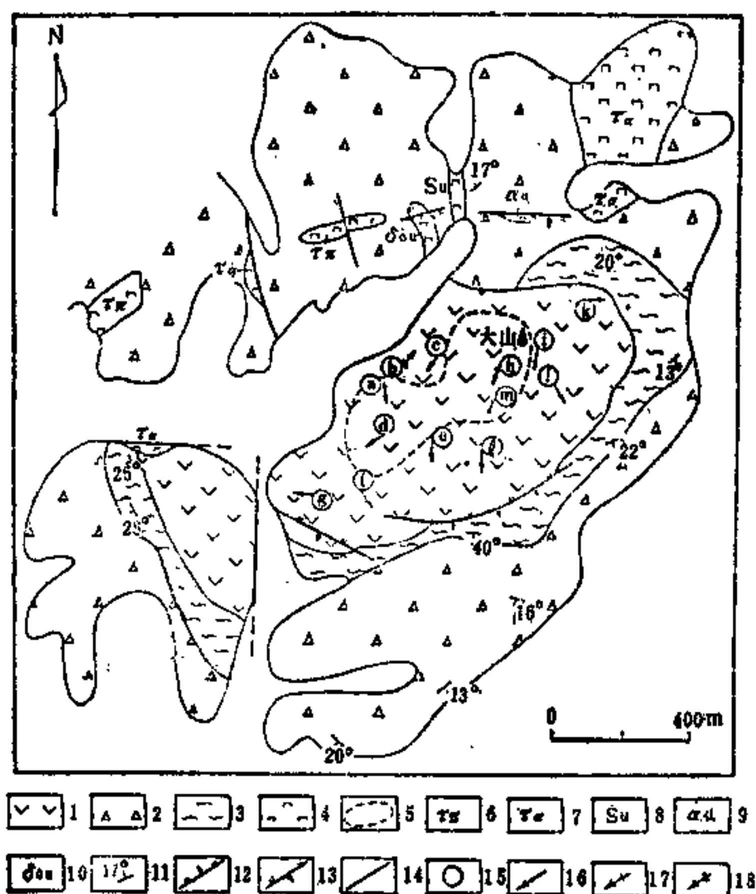


图 11-10 宁芜中生代大山古火山机构火山岩相分布图

1—侵出-溢流相；2—近火山口爆发碎屑相；3—近火山口喷发沉积相；4—次火山相；5—火山口；6—粗面斑岩；7—粗安玢岩；8—英安玢岩；9—安山玢岩；10—石英闪长玢岩；11—岩层产状；12—正断层；13—逆断层；14—断层；15—角闪石流线测点；16—缓倾伏流线(倾伏角<30°)；17—陡倾伏流线(倾伏角>50°)；18—陡、缓皆有之流线

2. 火口洼地

火山喷发晚期，在熔浆呈次火山侵入产状充塞火山通道的情况下，最有利于火口洼地的发

育，其形成原因是熔浆的冷凝并向下退缩。第三纪以来的火山机构一般尚能保留其火口洼地的低凹地形，如江苏六合方山、南京方山等火山机构中心的火口洼地的面貌表现清楚，其中为火山通道相的辉绿岩次火山侵入体。破火山口的中心往往也是火口洼地所在。

3. 火口围墙

火口围墙也可称环形壁垒或壁垒，它是位于火山口边缘的一圈突出的高地，其形成多为堆积在该处的火山碎屑物，特别是粗大的碎屑——火山集块岩，因其坚硬而突出，形成高出于周围的地势，宛如围墙，故称火口围墙。

(三)恢复古火山机构的方法

恢复古火山机构就是要弄清火山构造各个组成部分的位置及其相互关系，从面勾绘出由于剥蚀或其他原因在现在地貌上不能全部反映的火山整体形态。为此，必须分析火山机构内部构造要素(包括层状构造和破裂构造)。因此，总的来说，恢复古火山机构的方法主要在岩石学及构造地质学两个方面，具体地说，有以下五个方面：

1. 确立火山活动产物形成的先后顺序

2. 研究火山活动产物的物质成分

研究火山活动产物的物质成分是为了解火山喷发类型及提供火山岩相的划分依据。

3. 划分火山岩相

火山岩相是不同火山构造部位的岩石组合，能反映其形成方式及产出状态。由于各个火山机构特点不一，所以火山岩相也有不同的划分方法及相应的名称。一般以形成方式、产出状态以及产出部位结合岩石组合类型予以命名。综合宁芜地区娘娘山、大山等火山机构划分的火山岩相有(陶奎元等，1978年；俞鸿年等，1978)：火山颈侵出熔岩相(包括火山灰流相)、近火口喷发碎屑相(包括爆发碎屑及喷发沉积物质)、近火口溢流相及次火山相(包括侵入岩筒相)等四种。各岩相名称均反映了所在火山机构的部位，形成方式或产出状态及岩石组合名称。

4. 确定火山岩产状

火山岩产状并非限指火山岩层的走向、倾斜，还包括火山岩体的产出状态，如喷出、侵入、侵出等，而且后者对于恢复古火山机构也相当重要。因为在成层构造明显的火山岩中，确定其走向、倾斜并不困难，但要确定岩石性质相近的两个地质体(如次火山岩与喷溢的熔岩)之间的产出状态关系却较困难。因此野外常借原生构造确定各个地质体之产出状态，而原生流动构造在这方面起着重要作用。如大山古火山机构根据粗安岩中角闪石流线的测量资料，将火山颈侵出熔岩与近火口溢出熔岩区别开来，从而找出了侵蚀前火山口的可能位置(图 11-9、11-10)。各火山岩体的产出状态及其相互关系一经确定，火山机构的内部构造要素也就不难重现。图 11-9 中标出的 d、h、g、k 四个点的角闪石流线测量资料表明，d、h 二点为陡倾伏，应系火山颈侵出熔岩所在，g、k 二点为缓倾伏，应系近火口溢出熔岩所在。该图上方之虚线表示根据原生流动构造资料的分析重现的火山岩穹的剖面形态。

5. 原生断裂构造的研究

放射状断裂及环状断裂经常是筒状火山喷发的火山机构的伴生构造，而且它们的分布也能间接地或部分地反映火山机构平面形态，因此研究放射状断裂与环状断裂对于恢复古火山机构具有一定的意义。但研究火山岩地区的断裂构造应注意区别原生断裂与次生断裂。

上面原则地介绍了恢复古火山机构的方法，由于古火山机构不仅本身形式多种多样，而且还不同程度地遭受剥蚀、破坏，加之后来的构造运动对它的影响，叠加了次生构造，因此时代愈老，其恢复工作的难度也愈大。

第三节　火成岩区构造研究

一、岩墙群构造

第二节中所述的各种脆性破裂构造均可为后期岩脉或岩墙充填。本节将对岩墙群形成的构造(包括围岩中先存构造和与岩浆活动有关的构造)进行简要介绍。

(一) 平行岩墙群

平行岩墙群的形成是与构造作用产生的区域性断裂有关,Hills(1972)称其为区域岩墙群,如苏格兰第三纪岩墙群是世界闻名的区域岩墙群(图 11-11),该岩墙群稳定地反映了区域性北西向断裂构造。因此研究平行岩墙群的分布有助于分析先存于围岩中的区域断裂构造。



图 11-11　苏格兰西南高地第三纪岩墙群分布示意图

(引自 Billings,1972)

(二) 放射状、环状(锥状)岩墙群

在近等轴状侵入体呈底辟式上侵过程中会出现表面呈辐射状和环状的张应力,从而导致

先期冷凝的表壳连同其上的围岩产生垂直于张应力的环状、放射状断裂系，为后期岩浆充填便形成环状岩墙群和放射状岩墙群。环状岩墙群常向侵入体中心陡倾，放射状岩墙群多近直立，二者均属张破裂性质。从剖面上看，环状岩墙群呈向侵入体中心收敛的锥状，故也称锥状岩墙群(或锥状岩席)。Anderson(1936)对苏格兰西部的环状岩墙研究提出了另一类环状岩墙群，根据他计算所制作的应力迹线图(图 11-12)，他认为有一类在平面上亦作环形分布但倾向侵入体外侧的岩墙是充填在岩浆向下冷缩时形成与最大主应力迹线(图 11-12 之虚线)呈 30°相交的剪裂面(图 11-12 之粗实线)中而形成。Billings(1972)据此解释了由于岩浆多次上侵和下缩而形成挪威奥斯陆地区呈多圈环状岩墙的产出。

上述两种环状岩墙的区别还是明显的，野外观察应注意。

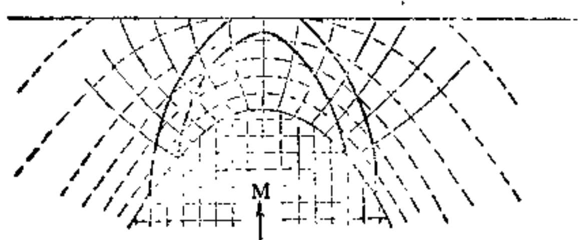


图 11-12　锥状、环状断裂形成的应力迹线图

(据 Anderson，1936)

M：岩浆房；虚线分别代表岩浆上侵、下缩时之最小、最大主应力迹线；细实线分别代表岩浆上侵、下缩时之最大、最小主应力迹线；粗实线为环状断裂；细实线为锥状断裂

二、侵入体侵(定)位机制

平面呈等轴状的大、中型侵入体的侵位与区域构造和侵入体原生构造的关系不像岩墙群那样明显，这同侵入体侵位方式或侵位机制有关。侵位机制是企图解释岩体占据空间方式的一个较为重要但又较复杂的问题。Ажгирёи(1956)、Billings(1972)曾先后提出顶蚀作用、注入作用、交代作用三种假说，Ramsay(1981)提出热轻气球膨胀作用。Hutton(1988)[1]归纳为主动侵位和被动侵位二类(不包括交代作用)，前者包括底辟作用、热轻气球膨胀作用，后者包括顶蚀作用、破火山口沉陷。现简要介绍如下：

(一) 主动侵位——强力注入侵位

1. 底辟作用

低密度岩浆借助浮力作用很快向上流动拱起顶部围岩而使后者与岩浆同步变形形成穹隆或进一步穿刺围岩形成底辟构造的作用称底辟作用(参阅第九章第三节)。这种方式形成的岩体，其剖面形态常呈倒梨状或蘑菇状，围岩则形成环状向斜(图 11-13)；岩体顶部发生压扁应变，可见到流面构造，侧面和根部则发生拉伸应变，只见到流线而无流面。但如晶出的固体物质含量很低，则不见流面、流线。

2. 热轻气球膨胀作用

侵入的岩浆最初只占据了不大的空间，但犹如热轻气球般不断膨胀并发生横向扩展，挤压旁侧围岩而不断增大岩体占据的空间，这种侵位方式称热轻气球膨胀机制。Holder(1979)和

---

[1] 见 D. Hutton："花岗岩的应变分析和定位机制"一文，刊于《花岗岩区 1：5 万区调填图方法研究(科技通讯)》1988 年 1 期，江西省地质矿产局地质矿产调查研究大队主编。

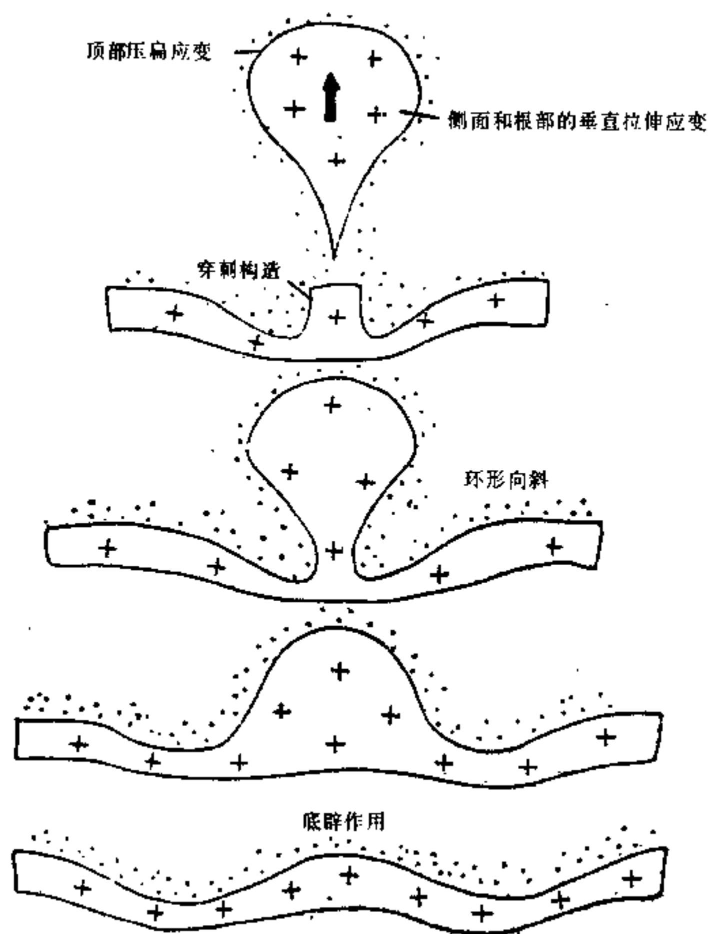


图 11-13 岩浆底辟作用发育模式
(据 Hutton,1988)

Bateman(1985)分别计算过爱尔兰多内加尔的一岩体和澳大利亚的一岩体,通过这种作用扩大的体积占现有体积均约 70%,Barriere(1977)计算的法国一岩体扩大的体积也占现有岩体体积 50%以上,张抗(1986)对北京西山房山岩体侵入造成周围地层的压缩量的估算也在 40%以上。

热轻气球膨胀作用可能有两种模式,一为一次上升(图 11-14 左图),一为多次脉动上升(图 11-14 右图)。不论何种模式,均产生岩浆向周边球面的挤压力,从而在边缘发育平行于接触面的压扁型定向组构;并可形成片麻岩带;在多次脉动上升的情况中,还可见到岩体内部的不同岩石类型在平面上呈同心环带状分布,边缘环带的岩石形成较早,成分也偏基性,中心岩石形成最晚,成分偏酸性。

由此作用形成的岩体,其平面亦呈近等轴状的圆形或椭圆形,其剖面形态呈蘑菇状或漏斗状,其周缘围岩亦常形成向斜构造。

(二) 被动侵位

1. 顶蚀作用

由于岩浆上升而使其上部围岩破碎,岩浆再沿碎块之间的裂隙上升侵位,同时碎块下沉并受岩浆同化,岩浆得以进一步向上(也可能向周边)扩大其占据的空间,这种作用称顶蚀作用。顶蚀作用一般发育于浅成岩体中,其上覆围岩处于脆性条件之中。这样形成的岩体不发育与侵

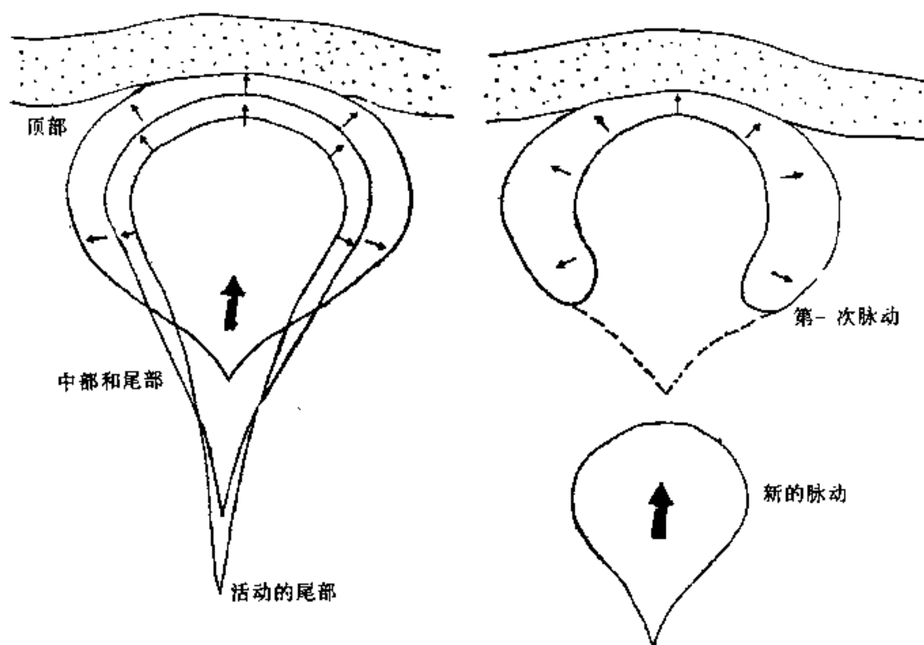


图 11-14 热轻气球膨胀作用的两种模式
(据 Hutton,1988)
左图为岩浆一次上升;右图为岩浆多次脉动上升

位有关的定向组构,但在其边部可见到大量角砾状捕虏体,且其与围岩的接触面凹凸不平。

2. 破火山口沉陷

岩浆喷发之后,岩浆房空虚而使地壳块体发生破火山口式的沉陷,形成周围的环状断裂,新的一次岩浆脉动乃乘虚而入形成环状(锥状)岩墙群。这种方式的侵位,在岩体中也不发育定向组构。

上述四种侵位方式虽不能直接反映区域构造,但对其形成的区域构造环境、构造应力状态等的分析还是有一定的启迪,如主动侵位易出现在中、深构造层次中,被动侵位则出现在浅构造层次中;区域挤压作用可以强化底辟作用和热轻气球膨胀作用。脆性围岩中区域拉伸作用有利于被动侵位的进一步发展。此外,不同侵位方式形成的岩体中的原生构造发育状况也不相同,这也是野外研究中需要充分注意的。

三、火山岩喷发与区域构造关系

不论中心式喷发,还是裂隙式喷发,均与长期发育的区域断裂构造有关。断裂提供了熔浆向上喷出的通道。中心喷发往往发生在两组断裂交会处,中国东部中生代的中、酸性火山活动和新生代基性火山活动主要是受北北东向区域断裂与北西向或近东西向断裂所控制。裂隙喷发受区域断裂构造控制更加明显。如张家口汉诺坝一带的第三纪玄武岩喷发活动是沿东西向断裂发生的。喷发出的玄武质熔岩被的分布面积广阔,形成地貌上的高原,构造上为内蒙古玄武岩平台或玄武岩高原。所谓火山断陷盆地,是在火山活动以前形成的、受区域断裂构造控制而发育的构造盆地。因此它仍然同区域断裂构造有关。

四、侵入体相带划分及侵入体与围岩接触带形态的恢复

岩体在冷凝过程中,其不同部位出现不同的矿物组成、结构构造、捕虏体分布及不同的原

生流动、破裂构造，形成不同的相带。根据各相带的分布可以为恢复岩体形态提供佐证。

较大侵入体可根据上述各方面的差异划分出边缘相、过渡相、内部相三个相带。不过，三个相带之间并无截然界限。三个相带在矿物组成、结构构造、捕虏体分布等方面的差异，岩石学中已有阐述。原生构造的差异则表现为发育程度的明显与否。一般说来，边缘相带的原生流动构造与原生破裂构造发育均较明显，过渡相带中的原生构造发育程度较边缘相差，原生构造在内部相基本不发育。因此大量出现原生构造的部位多半是侵入体的边缘或顶部，而决不会是侵入体的中心（袁奎荣，1981）。

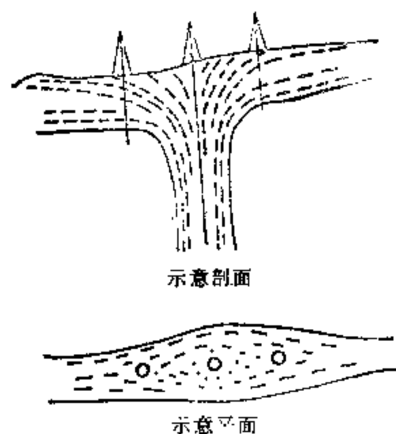


图 11-15　某地金伯利岩流线构造示意图
（据武汉地质学院）

岩体边缘相中发育的流面产状大致平行于岩体与围岩的接触面，因此大量测量流面的产状有助于恢复接触带形态；流线平行于岩浆流动方向，利用流线产状及其变化亦有助于判断岩体形态。图 11-15 是我国某地金伯利岩利用橄榄石流线产状及其变化恢复岩体形态的一个成功例子。

五、岩体与围岩的接触关系

岩体与围岩的接触关系有侵入接触、沉积接触和断层接触三种。侵入接触的主要标志有冷凝边和同化混染带、原生流动构造发育、围岩中常见小型岩枝贯入、岩体内有围岩的捕虏体等，接触界线一般比较明显。这种侵入接触关系的岩体形成时代应晚于被侵入的一套地层中的最新地层的时代。

沉积接触即沉积不整合，指岩体侵入以后经受剥蚀又被后来沉积地层所覆盖，具有一般角度不整合的特点，有时并可见到上覆沉积层最下部发育有花岗质碎屑岩，即假花岗岩（南京大学地质系，1981）。这类岩体的形成时代应早于上覆沉积层中的最老地层的时代。

断层接触是侵入岩形成以后发育于接触带的断层所造成的侵入岩与围岩的接触关系，侵入岩形成时代显然早于断层时代，可结合区域构造分析予以判断。

六、侵入岩次生构造

侵入岩形成以后同样会因构造应力作用而产生褶皱和断层，对于具层状构造的火山岩，识别和分析次生构造的方法与沉积岩相同。侵入岩较难产生褶皱，但断层并不少见，表现为岩脉、原生构造、岩相带或接触带等的错断，同时还要注意观察和研究接触带近旁是否发育有韧性剪切带，它常为岩体形成时或稍晚的构造应力作用产物。

第四节　撞击构造

撞击构造是由外来陨石对地球表面的快速冲击、震动而产生的环形或卵形凹陷构造。这种构造形成时可以出现强大冲击波，因而会使基岩部分熔融而形成熔岩状物质；也可因强烈震动而崩出一个火山，因此，也有人称其为隐火山构造（Spencer，1977），或者为避开成因问题而称其为隐爆构造（Billings，1972）。根据大量卫片解译，发现地球表面这类环形构造不少；通过月

球的探测工作，在月球表面也发现了不少这种构造，而且规模均较大，有的直径可达 1000km。地球表面的撞击构造规模比月球上的要小，就目前所知，加拿大魁北克曼里科根(Manicougan)构造凹陷的直径可达 60km，这可能是地球表面较大的撞击坑。

越来越多的事例揭示出撞击构造研究的实际意义。加拿大著名的萨德伯利镍矿床，很久以来就被认为是陨石撞击成因的，该陨石坑面积达 2800km²，镍矿位于陨石坑构造的边缘，人们认为这些镍矿并非来自地球内部，而是来自其他星体。目前，苏联、美国的某些特殊的含油构造，也被认为是撞击型含油构造。因此引起了人们对撞击构造研究的重视和兴趣。

撞击坑内的原有岩石除受陨石冲击时的高温、高压影响而被熔融形成熔岩的部分外，其余均有强烈的机械破碎产生的角砾岩(图 11-16)，陨石本身则被撞碎成细小的铁块或铁屑，夹杂于角砾岩中或被抛向坑外。

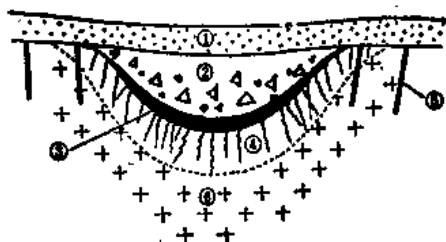


图 11-16 撞击构造剖面图
(引自徐开礼、朱志澄等，1984)
①上覆岩系；②非原位的角砾岩；③熔融岩；④原位角砾岩；⑤环状放射状断层；⑥陨石坑基底未受震碎的基岩

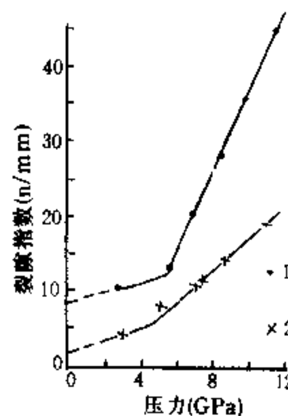


图 11-17 石英裂隙指数与压力间的关系
(据朱林、孟广魁，1982)
1—介质 1 实测值；2—介质 2 实测值
(n/mm 代表 1 毫米内的裂隙条数)

由于撞击、爆炸产生高压，在角砾岩中可出现只有在地壳深处才稳定的高压矿物柯石英与斯石英。从受控冲击实验中发现(朱林等，1982)，石英受了冲压面出现的显微构造有微裂隙、微页理等，微裂隙出现的频率随着压力增高而加大(图 11-17)。微页理指石英晶体内部沿一定的晶面或面网产生的一系列平行的、密间距(2μm～5μm)的变形条纹，朱林等称其为冲击微页理。他们的实验表明，受平面波冲击的花岗岩样品中的石英，冲击微页理开始发育的压力为 7GPa～9GPa。对地下核实验爆后取样的镜下观察，同样发现了上述显微构造，并且核实验对出现冲击微页理的压力预报值与室内冲击实验的推算值二者近似，约 7GPa(朱林等，1982)。因此，通过对撞击构造中石英显微构造的研究，可以推算陨石冲击压力的大小，并进而估计陨石的重量和大小。

总体来看，撞击构造是个凹陷构造，但可因基岩受撞击后的弹性回跳而在其中央部分形成隆起，并常发育放射状与环状断层。美国田纳西州韦尔斯溪撞击构造直径约 16km，而其中央隆起直径约 3km，隆起部分相对于周围高出约 760m，其上的放射状与环状断层很发育。

主要参考文献(11)

1. 南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系，科学出版社。

2. 陶奎元、吴岩、黄光照、陈捷千，1978，娘娘山古火山口的构造和岩相特征，地质学报(1)。
3. 俞鸿年、彭亚鸣、刘寿和、郑秉吾，1978，宁芜中段中生代火山构造，全国第三次火山岩成矿作用会议论文集，地质出版社。
4. 王德滋、周新民，1982，火山岩岩石学，科学出版社。
5. 徐松年，1982，试论玄武岩柱状节理的形态分类与成因分类，杭州大学学报(4)。
6. 朱林、孟广魁，1982，动载下石英微观形变研究及其应用，地球化学(4)。
7. 徐开礼、朱志澄主编，1989，构造地质学(第二版)地质出版社。
8. 朱志澄、宋鸿林主编，1990，构造地质学，中国地质大学出版社。
9. 袁奎荣，1981，姑婆山里松花岗岩体原始形态的恢复及其形成机制的探讨，桂林冶金地质学院学报(1)。
10. 胡正国，1984，望天龙原生旋卷构造体系及其成矿特征，地质论评 30(1)。
11. Hills E. S.，1972，构造地质学原理(李叔达等译，1981)，地质出版社。
12. Spencer E. W.，1977，地球构造导论(朱志澄等译，1981)，地质出版社。
13. Ажгирёи. Г. Д.，1956，构造地质学(秦其玉等译，1966)，中国工业出版社。
14. Anderson E. M.，1936，The dynamics of the formation of cone-shect，ring-dykes and cauldron-subsidences，Proc. Poy. Soc. Edinburgh(56).
15. Beard C. N.，1959，Quantitative study of columnar jointing，Gool. Soc. Am. Bull. 70(3).
16. Billings M. P.，1972，Structural Geology，Prentice-Hall，Inc.，New Jersey.
17. Macdonald G. A.，1972，Volcanoes，Prentice-Hall，Inc.，New Jersey.

第十二章　变质岩区构造研究

变质岩在地壳中分布广泛，它既可呈区域性大面积出露，如前寒武纪的区域变质岩；又可以呈带状或不甚规则的局部分布，如断裂变质作用产生的变质岩（莫柱孙，1982；俞鸿年等，1982）以及岩浆侵入体周围的接触变质岩。变质岩构造的研究能够提供深层岩石的构造变动、热构造事件的进程、大陆地壳的演化等方面的信息；同时，变质岩又蕴藏着丰富的多种金属矿（铁、锰、铀、金等）与非金属矿（磷、石棉、石墨等），因此，变质岩的研究愈益受到人们的重视，并且从单纯的岩石学研究愈益转向岩石-构造相结合的研究。如果说本世纪初变质岩的研究主要是岩石学家的任务，那么当今变质岩的研究就需要有更多的构造地质学家参与。近 30 年来，变质岩构造研究的显著进展正是在这个客观要求下取得的。

第一节　变质岩区构造的基本特征

变质岩区构造比非变质岩区的构造要复杂得多，因为变质岩区的构造实际上包含三个阶段形成的构造：前变质作用构造、同变质作用构造和后变质作用构造。其中尤以同变质作用构造最为复杂。变质作用过程又是多期次的热构造事件的发展过程，因此变质作用总是与变形作用相联系的。多期次的变形、变质作用不仅强烈地改造或隐蔽了前变质作用构造（包括前变质阶段的原生构造与次生构造），而且在同变质阶段中还产生了空间位态极其多样、大小级别很不相同的紧密挤压等斜褶皱与平卧褶皱，并相应地发育着新的面理、线理及韧性剪切变形，而这些同变质作用构造又彼此叠加、控制和改造，从而使得变质岩区构造呈现出一幅复杂的图

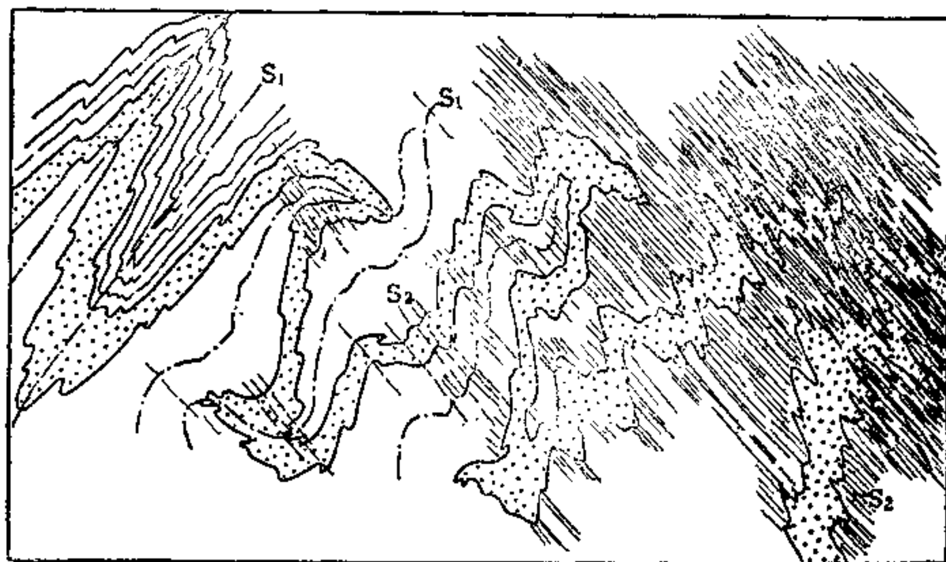


图 12-1　两期变形叠加地区的构造示意图
（据 Turner and Weiss，1963 简化）

像。图12-1是经受了两期变形作用的变质岩区构造图。第二期构造为北西向(S_2)的褶皱与轴面劈理叠加于第一期北东向(S_1)褶皱构造之上。S_1构造面貌在西部基本未变，在东部则被改造得面目全非。因此，变质岩区构造的基本特征可以概括为：新生变质构造的广泛性；多期变质构造的叠加性；变形与变质作用的相关性三个方面。

一、新生变质构造的广泛性

新生构造在变质岩中广泛出现是众所公认的现象。相对于前变质作用构造而言，同变质作用构造均为新生构造，变质作用以前的构造因新生构造的出现而被改造或隐蔽不显，但在一定的条件下，特别在浅变质岩中，有时尚可保存并能加以辨认，这些构造称为残余构造。不过，"新生"与"残余"的概念是相对的，在变质构造演化的漫长过程中，一个阶段发育的新生构造，在以后的发展阶段中，如果被保留下来，它也就成了残余构造，或称变余构造。

变质作用以前留下的残余构造主要是沉积岩的原生构造，如粒级层、斜层理及叠层石等，在浅变质岩中常可见到，利用这些残余构造可以有效地鉴别出原始层理及其层序，从而恢复原来的构造面貌。

虽然新生褶皱变形复杂多样，但其新生的面理和线理的排布都具有明显的规律。它们在一定的区域内具有统计上的优选方位，甚至在变形变质作用下，某些矿物也能形成良好的晶格定向组构，如石英云母片岩中的云母具有(001)面的优选方位，石英具有结晶轴C的优选方位。这也反映出新生变质构造不仅本身的分布排列有着一定的规律性，而且，在变形变质作用的影响下，使新生的面状构造、线状构造与变形矿物内部的晶格定向表现出相当程度的一致性。

新生面状构造出现的一个重要结果就是使原始的层理常被置换，这是一种野外常见的构造置换。

二、多期变质构造的叠加性

任何一个变质构造或区域变质构造带的发展都经历了长期的过程。在一个大地构造旋回中可以有多次变形变质幕。如河南嵩山地区太古代嵩阳旋回与早元古代中岳旋回均经历了二到三个变形变质幕(刘如琦等，1980；索书田等，1981)。若以一个变形幕作为一个构造世代，那么通过多次变形幕的作用，就会造成不同世代的具有不同特征、不同格局、不同样式的构造相互叠加的复合现象。由于劈理与线理均依存于褶皱之中，因此，在各种构造的叠加现象中以褶皱的叠加起主导作用，弄清褶皱叠加关系，劈理与线理的叠加关系也就随之清晰；经叠加后原来的劈理与线理的空间方位与排列的变更情况，通过赤平投影的图像分析也可一目了然。

三、变形与变质作用的相关性

变质作用是在一定的温度、压力(包括静岩压力与定向压力)以及具有化学活动性的气液等因素的综合作用下发生和发展的。总的来看，温度与压力是随深度而增加的，因此变质程度也随深度而加强。由于不同深度的环境条件不同，变形作用也随深度而有差异，深度愈大，韧性变形程度愈高。这样，在宏观上乃至形成不同深度的构造层次中，其变质作用与变形作用也有差别。M. Mattauer拟定的构造层次模式(图12-2)表明，在表构造层次与浅构造层次中，亦即流劈理上限界面以上，岩层虽强烈褶皱，但却不出现伴有流劈理构造的区域变质作用。在深构造层次中，温度、压力均较浅构造层次大，变质作用亦随之加深，出现中、高级变质作用，混合岩化作用以至深熔作用等，重结晶作用也随深度增加而增强；与此同时，变形作用转变成以韧性

变形和流变为主，从而大量出现流劈理、片理、片麻理等构造。在褶皱构造方面，岩石层理丧失其在褶皱变形中的主动作用而广泛发育被动褶皱和准弯曲褶皱，形成“折叠层式”的各种复杂形式的褶皱。

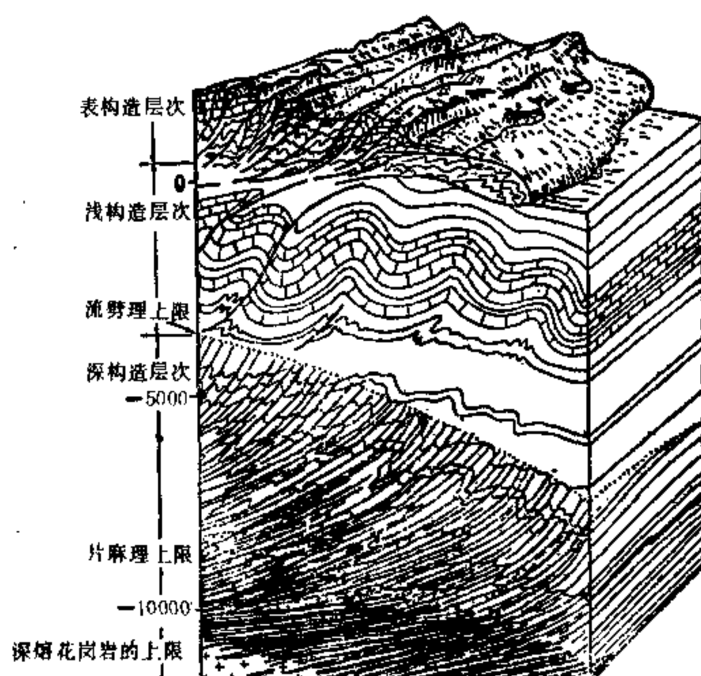


图 12-2　不同构造层次及其相应的构造模式

（据 M. Mattauer，1980）

在断裂构造方面，浅、深两种不同的构造层次中也出现两种不同的发育机制（Sibson，1977），即弹性-摩擦机制与准塑性机制。在长英质地壳中，这两种机制的转换深度约为 10km～15km，按正常地温梯度，该深度处的温度约为 250℃～350℃，相当于绿片岩相-低角闪岩相变质作用发生的温度。弹性-摩擦断裂机制产生碎裂断层岩系列，为脆性变形；准塑性断裂机制则产生糜棱质断层岩系列，为韧性变形。Sibson 据此拟定的断层双层结构模式（见图 8-38），在本质上反映了变形与变质作用的相关性。

从广义角度看，断裂变质作用是这种相关性的具体表现（莫桂孙，1982；俞鸿年等，1982）；韧性剪切变形导致的变质作用对某些混合岩、花岗岩的形成所作的构造解释（张伯友、俞鸿年，1992a、b，1994；张伯友等，1993）则不仅表明变形与变质作用具有内在联系，而且对花岗岩成因研究也提供了一个合理思路和一个新的认识。

第二节　构造置换

上一节已经提到新生构造广泛出现的一个重要结果就是构造置换。构造置换是指岩石的某种构造在经过递进变形过程的改造后被另一种构造取代的现象（马杏垣，1978）。在地质体的递进变形过程中，面状构造的置换比较重要；在面状构造的置换中，尤以岩层原始层理被劈理和片理的置换更为人们所关注。因为原始层理被新生的轴面劈理或轴面片理置换取代后，也常具有明显的成层性，但这时的“层”已不是原始的层，而是由新生面理面分隔的若断若续的

“层”，通常称其为褶皱变质层（简称为变质层）或岩性层。野外工作中若不加留意，很容易将这种变质层误认为岩层原始层理，从而对大构造作出错误的分析与判断。因此，有必要了解原始层理被置换的过程及其识别标志。

一、层理的置换过程

在各向异性的岩层中，层理的置换过程大致可以分为三个阶段。

第一阶段（图 12-3a、b） 原始层理 S_0 受力形成不对称褶皱，在递进变形过程中，褶皱逐渐紧闭，其短翼不断被拉薄，进而产生与褶皱轴面大致平行的劈理或片理。此时，原始层理虽然仍旧保持其成层性与连续性，但新生的面理 S_1 已局部地置换了原始层理。原始层理总方位由褶皱岩层的包络面（图上的 S_0）表示出来。

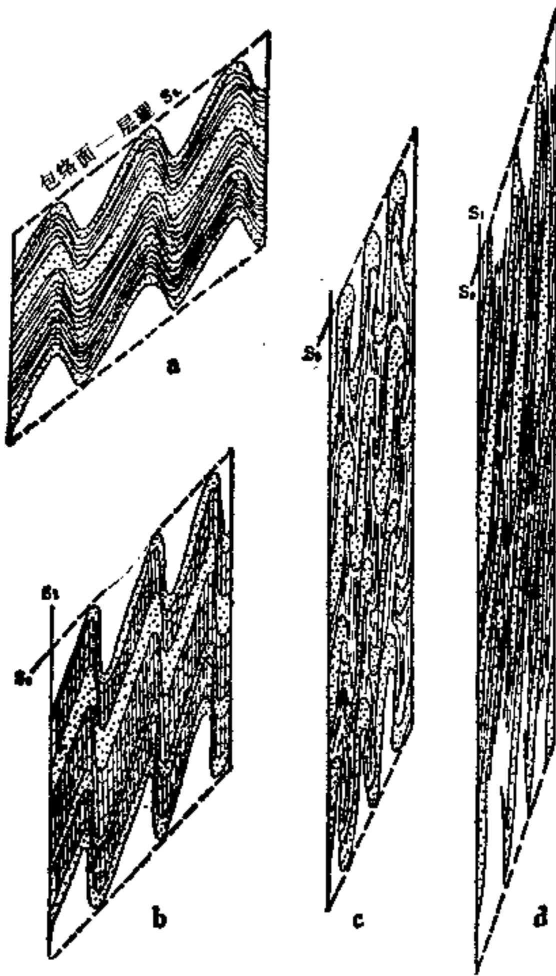


图 12-3 层理 S_0 被新生面理 S_1 置换过程示意图

（据 Turner and Weiss，1963）

a—层理 S_0 受力形成不对称褶皱，其总方位由褶皱岩层的包络面表示出来；b—褶皱紧闭，倒转翼被拉薄，弱岩层发育轴面面理 S_1；c—进一步挤压作用，使强硬岩层被拉断形成片内无根褶皱，翼部面理已同变质层平行；d—面理 S_1 已同变质层完全平行，只在局部位置上，仍见有残留的无根钩状褶皱。注意在上述过程中 S_0 与 S_1 夹角大小的变化

第二阶段（图 12-3c） 随着挤压作用不断进行，强岩层（图中细点标示的岩层）在短翼

部分明显受到拉伸，并被拉断，形成石香肠化与片内无根褶皱。此时，原始层理的连续性遭受破坏，褶皱两翼岩层产状与新生的轴面面理产状之间的夹角愈来愈小，新生面理取得主导地位，沿面理方向断续延伸分布的岩石也逐渐显现出新生的成层性。

第二阶段（图 12-3d） 进一步的持续挤压作用，使得原始层理(S_0)的连续性完全遭到破坏，强岩层的无根褶皱大部分已消失，只局部保留其“钩状”形态成钩状褶皱；岩石的成层性也完全由沿新生面理两侧被分隔开的岩性层显现出来。此时，原始层理全部为新生面理所置换，原始层理的总方位只能由勾划出的包络面加以辨认。

二、置换现象的识别

置换现象在野外露头中的面貌及其识别的难易取决于原岩性质与置换的程度。岩石性质不同，构造置换现象也不同。如强、弱岩层互层或弱岩层中夹有若干强岩层的情况下，强岩层在经过递进变形后常形成石香肠、钩状（无根）褶皱及压扁的构造透镜体。它们“漂浮”在面理化的弱岩层基质之中，其长轴与面理大致平行，与褶皱包络面呈斜交或垂直关系，沿石香肠或构造透镜体的延长方向追索不远即尖灭消失，继续追索一段距离后又发现另一构造透镜体，这些都是野外识别置换现象的主要标志。但是，在原岩性质比较均一的岩层中，虽然也会有发[illegible]的规则面理，但整个原始岩层的连续性并没有明显地被破坏，因而上述标志也就不易见到。此外，如果变形十分强烈，上述标志，特别是钩状褶皱常被构造透镜体化而毁掉。

置换的强弱决定了石香肠、构造透镜体与钩状褶皱的发育程度。置换程度较强时，这些标志体发育较好，野外露头也易见到；反之，置换程度较弱时，表明原始层理连续性尚未完全破坏，故上述标志体可能尚未很好形成，此时岩石的成层性既有原生层理，又有变质后的岩性层，后者形成的褶皱只能称其为背形和向形。

傅昭仁等（1989）将这种在地壳收缩体制下由纵弯褶皱作用和压扁、压溶作用导致的构造置换称纵向构造置换，他还分出了另一种横向构造置换，即其在地壳伸展体制下由水平分层（韧性）剪切和固态流变作用导致的构造置换（傅昭仁等，1989），其发育与顺层平卧褶皱密切相关。

第三节　叠加褶皱

各种构造均有叠加的情况，变质岩区的褶皱叠加最为常见。Ramsay(1967，1987)分析了规模相仿的两期褶皱叠加所造成的干扰现象及其露头型，区分出三种基本的干扰型式。

叠加褶皱是指在一套岩层已经发生褶皱的背景下再次发生褶皱而形成的一种构造现象。因此，叠加褶皱一词纯属描述性术语，并不涉及两种褶皱的期次问题。换言之，先期褶皱与后期褶皱可以是前后不同的两期变形作用的产物，也可以是同一期变形作用在递进变形过程中先后出现的构造变形。一般来看，非共轴褶皱的叠加应属于两个期次的变形，而共轴褶皱的叠加，其中一部分应是递进变形的产物。

一、叠加褶皱的干扰型式

图 12-4 的类型 0 为该图三种干扰类型各图的图例说明，分别画出了第一期（早期）褶皱的几何学特征(A)、第二期（晚期）褶皱中的位移(B)和叠加后构造的几何学特征(C)。A 图中的 F_1 代表第一期褶皱枢纽，B 图中的 b_2 代表第二期褶皱的枢纽，a_2 代表位移方向，亦即第二期褶

皱的最大主应变轴或物质运动方向，下面分别介绍三种类型的干扰型式(图 12-4)。

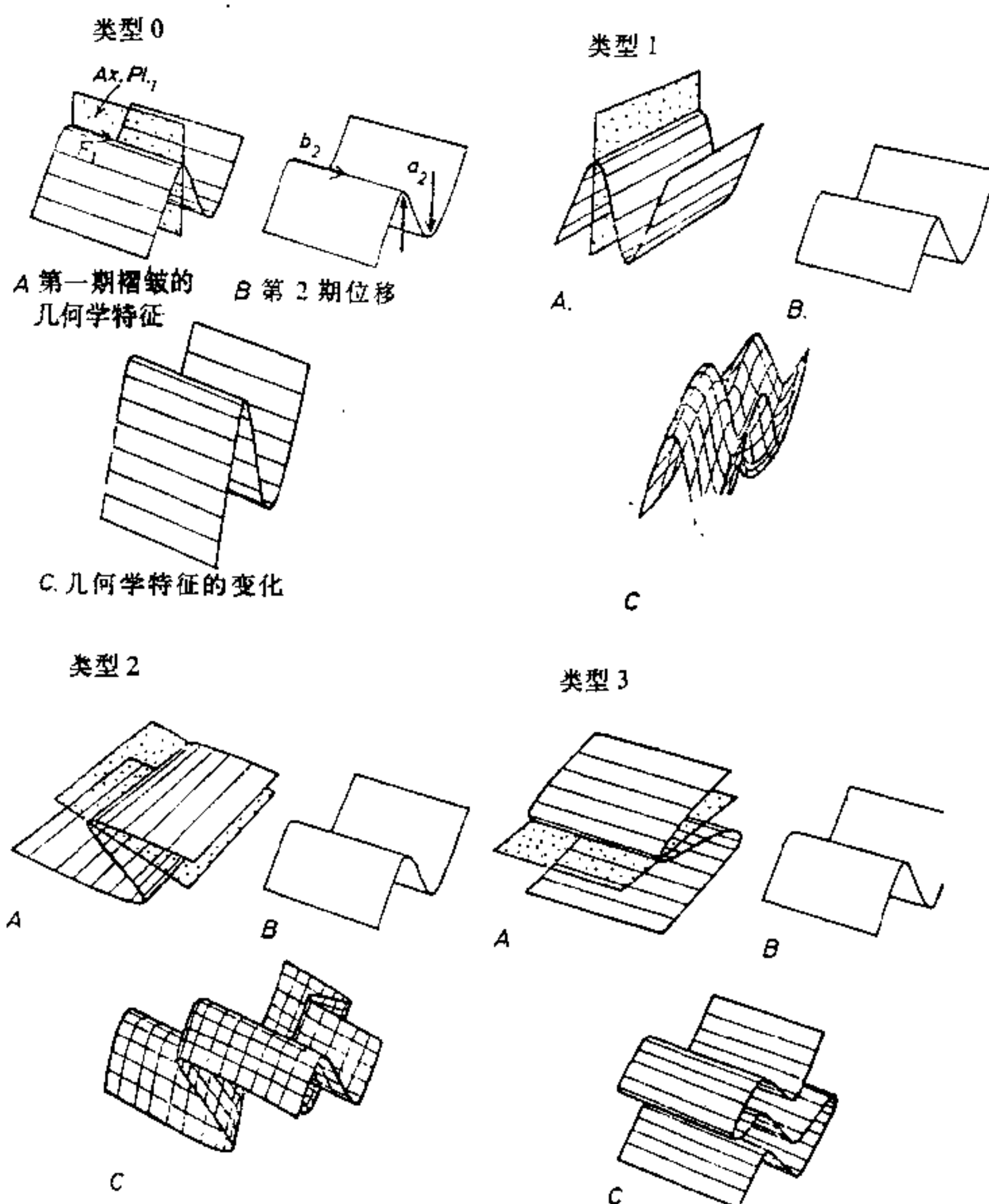


图 12-4 早期褶皱受晚期褶皱叠加的三种干扰型式的几何形态

(据 Ramsay,1987)

(一) 类型 1:穹隆-盆地型式((图 12-4 右上三图)

晚期褶皱的 a_2 与早期褶皱的轴面近于平行,b_2 与 F_1 呈大角度相交,是一种横跨褶皱。叠加的结果使早期褶皱枢纽强烈起伏,在两期背形叠加处形成穹隆,两期向形叠加处形成盆地,构成露头平面上的穹、盆相间形态(图 12-5A)。

(二) 类型 2:穹隆状-新月形-蘑菇状型式(图 12-4 左下三图)

晚期褶皱的 a_2 与早期褶皱的轴面呈大角度相交,b_2 与 F_1 亦呈大角度相交,早期褶皱轴面连同两翼被再褶皱成一系列背形、向形,与此同时,F_1 亦随之上拱、下凹;由于早期褶皱两翼的产状并不平行,因此在晚期褶皱的纵剖面上可以见到同一岩层的枢纽产状在第一期褶皱的上、下翼是不同的。经不同深度的剥蚀后,出现新月形、蘑菇状等一系列复杂而有规律的干扰型式

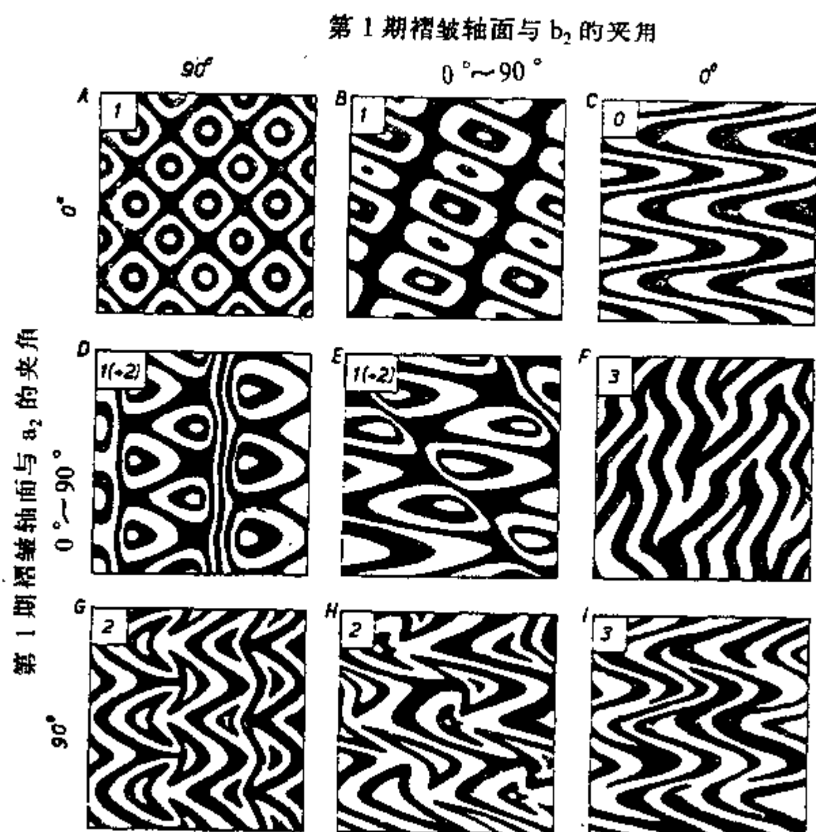


图 12-5　叠加褶皱干扰型式的平面图形

（据 Ramsay，1987）

（图 12-5G）。

图 12-5B、D、E、F、H 为过渡类型。

（三）类型 3：收敛-离散型式（图 12-4 右下三图）

这是一种共轴叠加的重褶皱，b_2 与 F_1 平行，a_2 与早期褶皱轴面呈大角度相交，由于晚期褶皱使轴面也发生波状弯曲，从而造成横剖面上的轴面收敛和离散（图 12-4 右下 C 图），其平面形态呈蛇曲状（图 12-5I）。图 12-5C 为一此种型式的特例。即 a_2 与早期褶皱轴面也近于平行。

二、叠加褶皱的识别

野外研究两期褶皱叠加造成的干扰型式需要进行一定范围的填图，这是一项比较复杂的工作。通常对变质岩区大型叠加褶皱的认识是从露头或手标本尺度上开始的。下面列举从露头或手标本尺度上认识叠加褶皱的主要标志。

（1）早期褶皱轴面的再褶皱（图 12-6）：在一个露头剖面上见到早期褶皱的轴面发生有规律的弯曲（再褶皱），而晚期褶皱轴面明显平直，则表明存在褶皱的叠加现象。

（2）第一期褶皱新生的面理有规律地弯曲（图 12-7）：第一期褶皱形成的面理往往与轴面大致平行，当面理发生有规律的弯曲时，则表明存在叠加褶皱。

（3）两组不同类型和不同方位的面理或线理呈明显角度相交（图 12-8），并且能见到一组面理被另一组面理微有错位的现象，这也是识别叠加褶皱的标志之一。

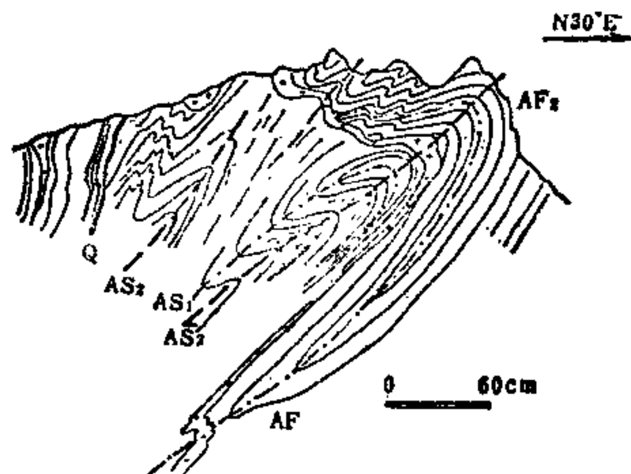


图 12-6 河南登封张店村西登封群中的叠加褶皱

（据马杏垣等，1981）

AF—第一期褶皱；AF_2—第二期褶皱；AS_1—第一期褶皱轴面及轴面面理；AS_2—第二期褶皱轴面及轴面面理

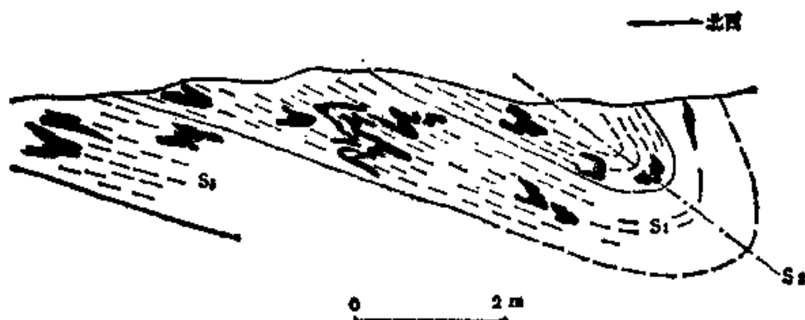


图 12-7 迁安铁矿黑山向形构造剖面图

（据傅照仁，1981）

（第一期褶皱新生的面理 S_1 有规律的弯曲；S_2 为第二期褶皱轴面）

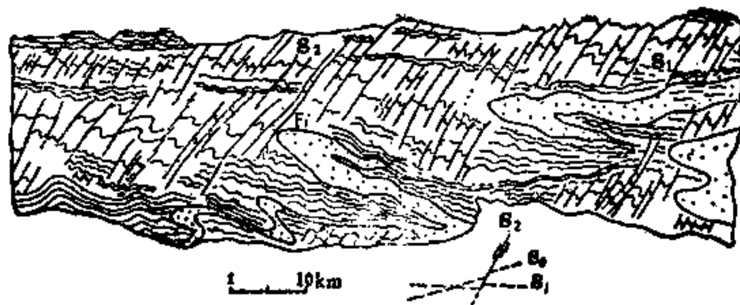


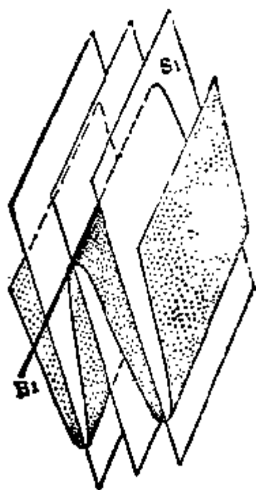
图 12-8 河南嵩山嵩山群中的叠加褶皱

（据马杏垣等，1981）

S_0—原生层理；S_1—第一期褶皱轴面面理；S_2—第二期滑劈理

（4）倾竖褶皱的发育可以认为是叠加褶皱的结果，其发育过程如图 12-9 所示，左图为第一期紧闭的直立水平褶皱，右图为叠加的中性褶皱，其枢纽直立，轴面亦直立，并大致垂直于第一期褶皱的轴面，右图褶皱图像显然不能从岩层的原始水平产状经历一次褶皱作用就可产生的。

（5）剖面上或平面上见到大一级褶皱转折端部位存在着轴面与大一级褶皱轴面近于正交的小褶皱，表明该处有褶皱叠加现象（图 12-10）。



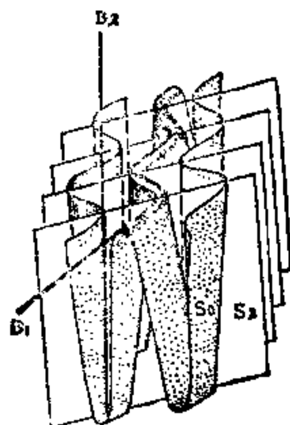


图 12-9 倾竖褶皱发育过程
（据 Turner and Weiss，1963）
左图为第一期紧闭的直立水平褶皱；右图为第二期叠加褶皱
S_0 —层理；B_1—第一期褶皱枢纽；S_1—第一期褶皱轴面；
B_2—第二期褶皱枢纽；S_2—第二期褶皱轴面

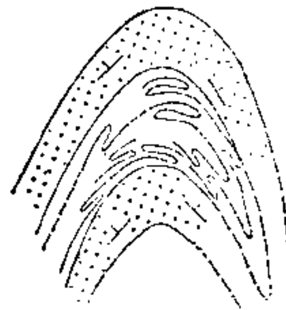


图 12-10 叠加褶皱的平面示意图
（据傅照仁，1979）
（注意空白处岩层小褶皱轴面发生的弯曲现象）

第四节 变质岩区构造野外研究方法概述

野外研究构造的基本方法是进行地质构造填图，这对于任何地区的任何岩类皆是如此。在变质岩区研究构造时，首先应采用地质构造制图方法。地质构造制图的过程就是搜集研究变质岩区构造所必需的基本资料和各项数据的过程。但由于变质岩区构造本身的特殊性，因而其制图的步骤与方法也同沉积岩区的制图不尽一致。首先，沉积岩区的制图一般是先地层、岩石、后构造；而变质岩区的制图应先构造、岩石，后地层。其次，在填图过程中，对小构造（劈理、线理）的观察和测量在变质岩区比沉积岩区更为重要，而且常需测量大量数据，以进行其几何关系及变形和变质作用的运动学、动力学的分析。再次，在变质岩地区对一些基本构造现象（如不整合、断层等）的鉴别，往往也有其不同于沉积岩地区的标志。以上皆是地质制图过程中必需注意的问题。

一、填绘构造岩性图

变质岩地区的地质构造制图的开始阶段是填绘构造岩性图。因为变质岩中的构造置换作用比较普遍，地层层序一时难以搞清，更难以测制地层剖面及划分地层的填图单位，因此，只能将各类变质岩及其组合、各类侵入岩与混合岩等作为岩性单位填在图上，将所观察到的褶皱、断层、线理等的性质、产状、新老关系等用符号、数据标在图上，从而制出构造岩性图。绘制构造岩性图应注意以下三点。

（1）采用露头圈定方法填图而不采用路线穿越方法。因为工作开始阶段难以确定和布置横切岩层走向的观测路线。

（2）制图过程中要仔细寻找各种残余的沉积岩原生构造，并实地鉴别地层的顶、底面。

（3）还应注意有无具控制意义的标志层，如发现有岩性稳定、厚度不太大、分布较广泛的标志层，应注意标绘。标志层可以是残余的层理，也可以是变质岩的组合层。在具体工作中，要视置换程度的强弱而定。

二、编制变形面图

变形面（亦称形面）图是表示一个地区透入性变形面的分布图。编制变形面图的目的在于反映一个地区总的构造面貌。由于变质岩区均系多期构造的复合叠加，因此变形面的选定可以不止一个，应注意区分主次。一般反映主导褶皱期构造面貌的变形面应是在全区广泛分布的残余层理或新生面理。非主导褶皱期的变形面图可以作为主导褶皱期变形面图的补充，这样有助于进一步研究各变形-变质阶段的构造特征。

三、选定重点构造研究地段

重点构造的研究是变质岩区构造研究中具有关键意义的一个环节，如果说构造岩性图与变形面图的绘制是变质岩区构造的普查，那么这里所说的重点构造研究则是变质岩区构造的详查。因此，重点构造研究地段应是能够观察到各种构造要素的几何特征、力学性质及其相互关系，以恢复变形历史的地段。重点构造研究的内容有以下几个方面：

（1）详细观测各种残余构造，注意寻找原始层理，确定地层层序的正倒；

（2）分别测量不同级别的大小褶皱枢纽与轴面的产状，研究褶皱形态特征与成因机制；

（3）分别测量不同期次新生面理与线理的产状，研究其特征及其与褶皱的几何关系和成因关系；

（4）研究断层的性质、特征、产状及其与褶皱的成因关系；

（5）详细研究各期褶皱叠加关系及其干扰型式，结合面理、线理与断层等构造，分析其形成顺序；

（6）结合地层学与岩石学的研究，阐明变质岩原岩的性质、变质作用的演化发展及其与构造变形的成因联系。

通过以上研究，可以区分出原始沉积地层系统与褶皱变质地层系统，在此基础上再分别测制地层剖面，检验构造岩性图上地质界线的含义及其划分是否正确等。

在构造研究过程中必须注意收集和大量测量各种面理、线理的数据以供室内编制赤平投影图和分析、验证其先后关系（可参阅徐开礼、朱志澄主编（1989）的构造地质学（第二版）一书）。

主要参考文献(12)

1. 徐树桐、陆镜元、张维明、陈冠宝，1979，皖南祁门-歙县地区元古界变质岩地层原始构造环境和形变，地质科学(2)。
2. 刘如琦、游振东、索书田、马杏垣，1980，河南嵩山前震旦岩群的变形变质史，中国科学(3)。
3. 马杏垣、索书田、游振东、刘如琦，1981a，嵩山构造变形，地质出版社。
4. 马杏垣、索书田、闻立峰，1981b，前寒武纪变质岩构造的构造解析，地球科学(1)。
5. 傅昭仁，1981，迁安铁矿区的形变相，第二届全国构造地质学术会议论文选集(1)，地质出版社。

6. 莫桂孙,1982,论断裂变质作用,广东地质科技(2)。
7. 俞鸿年、牟维熹、马瑞士、王赐银、丁幼文、汤俊在,1982,福建东南沿海断裂(块断造山)区域变质带岩石学特征及其构造控制,南京大学学报(自然科学版)(2)。
8. 徐开礼、朱志澄主编,1989,构造地质学(第二版),地质出版社。
9. 傅昭仁、单文琅,1989,论横向构造置换,地球科学 14(1)。
10. 张伯友、俞鸿年,1992a,粤西深层次推覆构造带岩石垂向分带性的发现,科学通报(2)。
11. 张伯友,俞鸿年,1992b,糜棱岩、混合岩、花岗岩三者成因联系,地质论评 38(5)。
12. 张伯友、俞鸿年、郭令智、董平,1993,粤西深层次推覆构造带的成岩成矿规律,地质找矿论丛 8(3)。
13. Turner F. J. et al. ,1963,变质构造岩的构造分析(周金城等译,1978),地质出版社。
14. Ramsay J. G. ,1967,岩石的褶皱作用和断裂作用(单文琅等译,1985),地质出版社。
15. Ramsay J. G. 1987,现代构造地质学方法(徐树桐主译,1991),地质出版社。
16. 张伯友、俞鸿年,1994,粤西海西印支碰撞带深层次推覆构造,地质出版社。

附文　赤平极射投影方法在构造地质学中的应用

一、赤平极射投影的原理

在分析地质构造问题时，为表征各构造面、构造线及它们之间的空间方位与角距的关系，可采用赤平极射投影方法。这种投影的原理是使构造面(或线)通过一圆球(即投影球)球心或切割圆球，以球面的上极(或下极)为发射点，将该构造面(或线)与下半球(或上半球)球面的交迹(或交点)投影到赤道平面上，以求其方位与角距间的关系。以上极为发射点者为下半球投影；以下极为发射点者为上半球投影。本书采用下半球投影。赤平极射投影方法不涉及到构造面(或线)的具体位置、面积的大小和线的长短，面仅表现它们的空间方位与角距之间的关系。

假设有一构造面 M，其产状为 300°/SW∠50°，在该平面上任意取一点"O"为圆心，取任意长度为半径，画一个空心圆球。该球面与构造面 M 必相交成一个圆，如图 1 的圆 $ADBC$，其直径等于圆球直径。面 NWSE 为过球心的水平面即赤道平面。N、W、S、E 点分别代表地理方位的北、西、南、东。R 点和 P 点分别代表球面上、下两极。若以 R 为发射点，发出 n 条射线连接球面上的圆 $ADBC$，n 条射线与赤道面 NWSE 有 n 个交点，将这些交点连接起来即构成一圆弧，如图 2 的弧 $\widehat{AD'B}$。该弧线即构造面 M 的赤平极射投影。面 NWSE 是赤平极射投影面，简称赤平面。赤平面与球面相交的圆周称基圆。基圆内各种投影图称为赤平极射投影图，简称赤平图。如图 3 的 $AD'B$ 弧就是构造面 M 的下半球赤平投影图；AB 线则为构造面 M 的走向线；OD' 方向为构造面M的真倾向；D' 到圆周的角距为倾角。假若以下球极P为发射点，按上

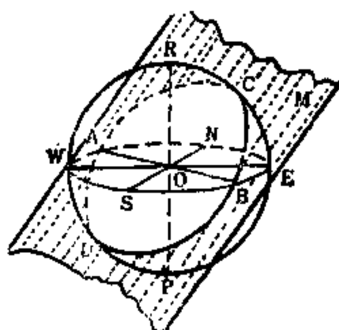


图 1　构造面 M 与圆球面相交成 $ADBC$ 圆的立体图

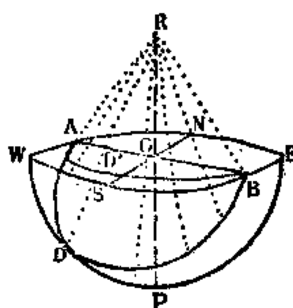


图 2　构造面的下半球投影

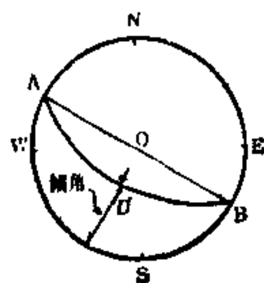


图 3　构造面的下半球赤平投影图

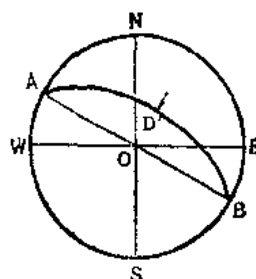


图 4　构造面 M 的上半球赤平投影图

述同样方法可作出上半球赤平投影图(图4)。图4与图3比较，AB 走向线位置不变，但 $\widehat{AD'B}$ 弧的弯曲方向相反；$D'O$ 方向是构造面的真倾向；D' 到圆周的角距为其倾角。

二、平面和直线的赤平投影特征

(1) 赤平投影的一个重要特征是所有过球心的平面在投影球上的交迹大圆投影到赤平面上仍为一个圆。如图5的球面大圆 $NADSB$ 在赤平面上的投影为 $NA'D'SB'$，也是一个圆。

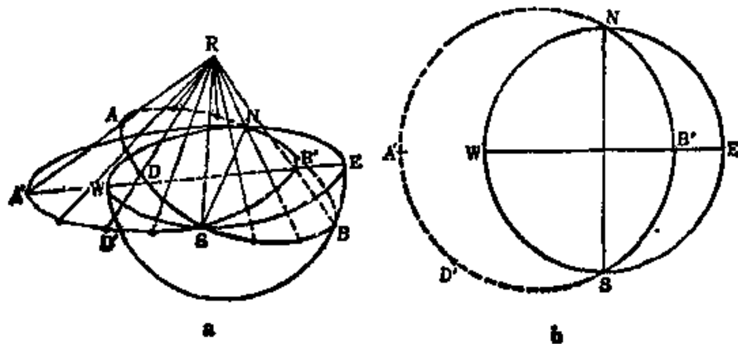


图5 倾斜平面的赤平投影

a—透视图；b—赤平图

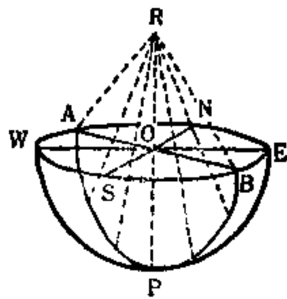


图6 通过球心的直立平面 APB，其下半球投影为 AB 直线

这个圆的弧 $\widehat{NA'D'S}$ 在基圆外，一般在赤平图上不表示；弧 $\widehat{NB'S}$ 在基圆内，其两端必在基圆一条直径的二端点，称为平面的投影大圆弧。因此，过球心平面的赤平投影均为大圆弧。大圆弧的弦就是基圆直径。投影面的倾角越大，大圆弧就越靠近基圆直径；倾角越小，大圆弧就越靠近基圆。

(2) 通过球心的直立平面，在赤平投影图上为基圆的直径(图6)。通过球心的水平面的赤平投影与基圆重合。

(3) 不通过球心的直立平面，在赤平投影图上的投影是一个小圆弧。该弧的弦长均小于基圆直径，如图7中过 B' 点的弧。

(4) 不通过球心的水平面的赤平投影图都是与基圆同心

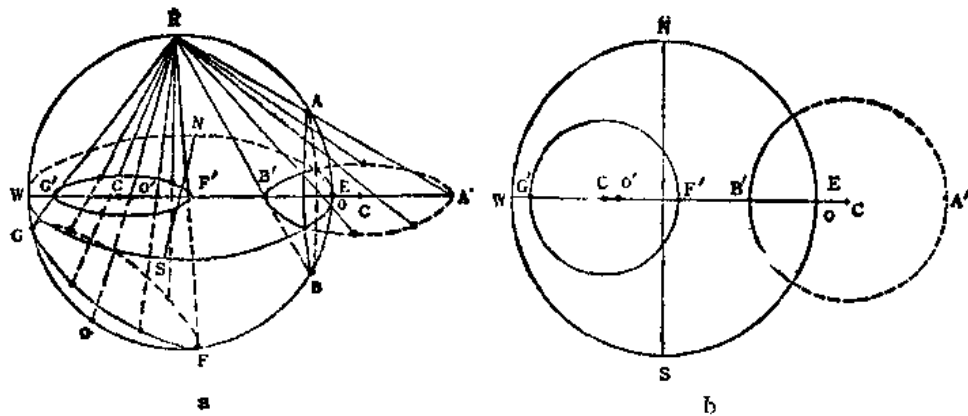


图7 倾斜球面小圆和直立球面小圆的赤平投影

a—球体透视图；b—赤平图

的完整小圆。但其直径小于基圆直径(如图 8)。

(5) 不通过圆心的倾斜平面在赤平投影图上的投影也是一个小圆(当平面位于半球内时)或小圆弧(当平面切过上、下两个半球时),小圆直径(指基圆内的小圆)恒小于基圆直径。小圆圆心(球面上小圆圆心 O 的投影 O')不与小圆的作图圆心 C 重合,而是偏在一侧(图 7)。

(6) 通过球心的一条直线,与球面相交于两点(图 9 中的 A、B 两点),这两点在赤平面上的投影 A'、B' 点为对蹠点,两对蹠点间的角距恒为 180°。由于只采用半球投影,故其在赤平图上的投影只有一个 B' 点,这个点称为极点。当直线直立时,该点与基圆圆心重合;当直线呈水平时,两个点均位于基圆圆周上,即直径的二端点。对于倾斜直线而言,如已知基圆内的极点 B',也可反推出基圆外对蹠点 A' 的位置,因为 $\angle B'RA$ 为圆周角,等于直角(图 9)。

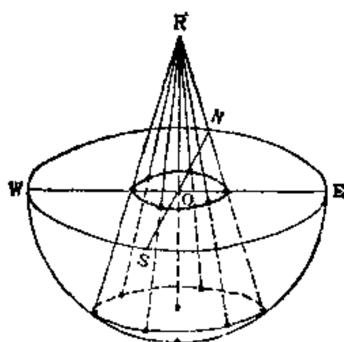


图 8 水平球面小圆的赤平投影透视图

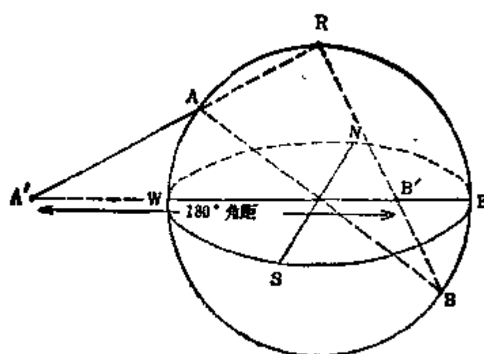


图 9 通过球心的倾斜直线(AB)的赤平投影

三、赤平投影网及其用法

为了便于迅速绘制赤平投影图,进行角距和方位的测算,需要利用赤平投影网。目前广泛使用的赤平投影网有两种:一是吴尔福等角度网,简称吴氏网;一是旋密特等面积投影网,简称施氏网。这两种投影网的成图原理不同,这里着重介绍吴氏网的成图原理和使用方法。

(一) 吴氏网

吴氏网是由基圆和一系列经向大圆弧和纬向小圆弧所组成的网格(附图 1)。经向大圆弧系由通过球心,走向南北,倾向东或西,倾角从 0°~90°的一组平面的赤平投影组成(图 10)。这些大圆弧与东西直径线的各交点到该直径线两端点的角距值就是各平面的倾角值,由两端点到圆心,倾角从 0°~90°。纬向小圆弧系由许多不通过球心的走向东西的直立平面的赤平投影组成,这些直立平面与球面相交的小圆可以视为以球心为锥顶,南北直径线为锥轴,半径角距 0°~90°的圆锥面与球面相交的小圆(图 10)。这些直立小圆与基圆圆周的交点为方位角刻度,起着量度面与线的方位角的作用。由于赤平面的一般构造分析时往往被看成地面上的一个水平面(但是在显微构造和组构分析中不一定代表水平面),因此,吴氏网基圆上的上方为正北,下方为正南,左方为正西,右方为正东,即基圆

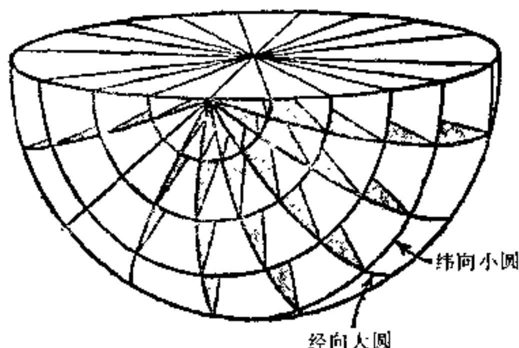


图 10 纬向小圆和经向大圆透视图

上的读数与地理方位一致。考虑到一般判读方位的习惯，本书采用这种顺时针的方位读数。但是也有的学者为了作图和测算方便，将吴氏网基圆的方位读数按反时针方向排列，即吴氏网相当于罗盘仪，其上的方位读数和罗盘仪刻度盘上的方位读数一样（何绍勋，1979）。标准的吴氏网直径为 20cm；每隔 2°绘一经、纬线，每条经、纬线的交点就是通过球心的不同倾伏向和倾伏角的直线的极点。凡位于同一条经向大圆弧上的各个极点，其所代表的各直线必在该弧所代表的平面上，两极点沿同一经线的角距就是两极点所代表的该平面上两条直线之夹角。

（二）施密特网

施密特网（附图 2）是一种等面积赤平投影网，其使用方法除小圆的作图以外，其他与吴氏网相同。

施密特网与吴氏网的主要区别是（Hobbs et al.，1976）：

（1）投影球上的圆在吴氏网上的投影都是一个圆；而在施密特网上的投影则是四阶二次曲线。

（2）吴氏网是等角距投影，即各面、线的夹角，投影后仍然不变；而施密特网则要发生变化。

如据表 1 的数据，按吴氏网所作的赤平极射投影图（图 11a），过二个面的投影弧的交点各自作弧线的切线，二切线的夹角均与表中所知二面角一样；但按施密特网所作的投影图（图 11b），则不能保持等角度投影。如 A 面和 B 面夹角实为 45°，用施密特网投影后，过 A 和 B

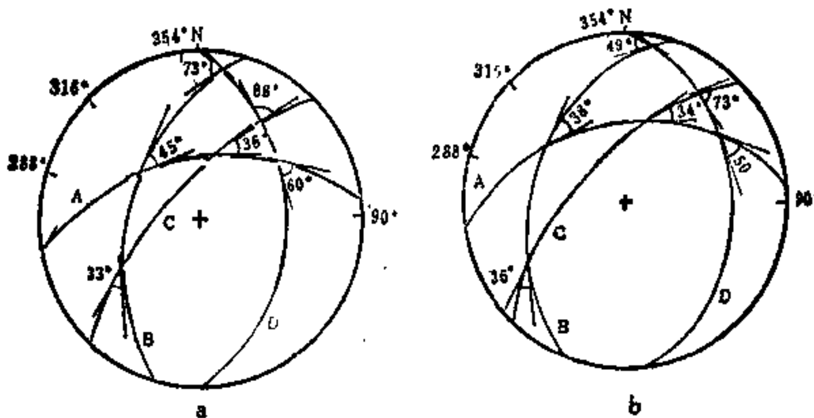


图 11　a—吴氏网所作的等角度投影；b—用施氏网投影引起的角度歪曲

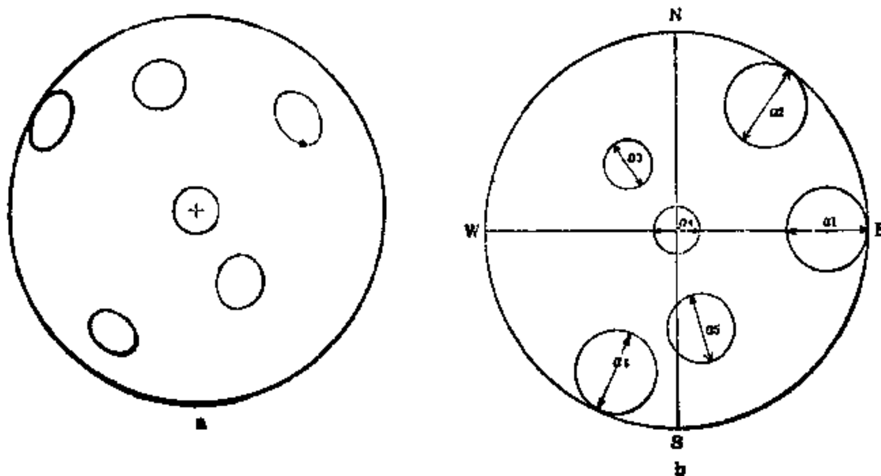


图 12　a—施氏网投影后，各图形形状不同，但面积相等

b—吴氏网投影后各小圆直径角距相等（即 $a_1=a_2=a_3\cdots$），但面积不等

两弧线交点的二切线夹角即为38°，但是利用两种网图进行面、线间的角距运算结果则是一致的。

（3）由于施密特网是等面积投影，因此，投影球上不同部位、大小相等（半径角距相等）的球面小圆，投影后为不同形状的四阶二次曲线，但各图形面积相等（图12a）。而经吴氏网投影后，仍为小圆，各小圆半径角距相同，但作图半径不同，面积不等，由投影中心至基圆圆周逐渐变大（图12b）。

表1

平面代号	方　位	二面角
		A和B夹角:45°
		C和A夹角:36°
A	84°/NW∠50°	A和D夹角:60°
B	18°/NW∠41°	B和C夹角:33°
C	46°/NW∠65°	B和D夹角:73°
D	0°/E∠34°	C和D夹角:88°

由上可知，由于用吴氏网进行赤平投影歪曲了面积，因此，在球面投影上极点密度相等的部分，在赤平投影图上就显得不相等了。所以，在进行面、线群的统计分析（即作极点图和等密图）时，使用施密特网就能真实地反映球面上极点分布的疏密。

（三）极等角度网（图13a）和极等面积网（图13b）

为了便于投影大量极点（直线或平面法线的投影），可相应采用极等角度网（常与吴氏网配合使用）和极等面积网（又称赖特网，常与施氏网配合使用，附图3）。它们都是由放射线（直立大圆的投影，两种极式网均相同）和同心圆（水平小圆的投影）所构成的网格。同心圆的间隔分别与吴氏网、施氏网上各大圆对东西向直径的划分一致。放射线表示极点所代表的直线的倾伏方向（顺时针为0°～360°），同心圆表示极点所代表的直线的倾伏角（圆周至圆心为0°～90°，代表线的倾伏角）。使用时无须转动透明纸，绘制极点图比用吴氏网与施氏网方便。

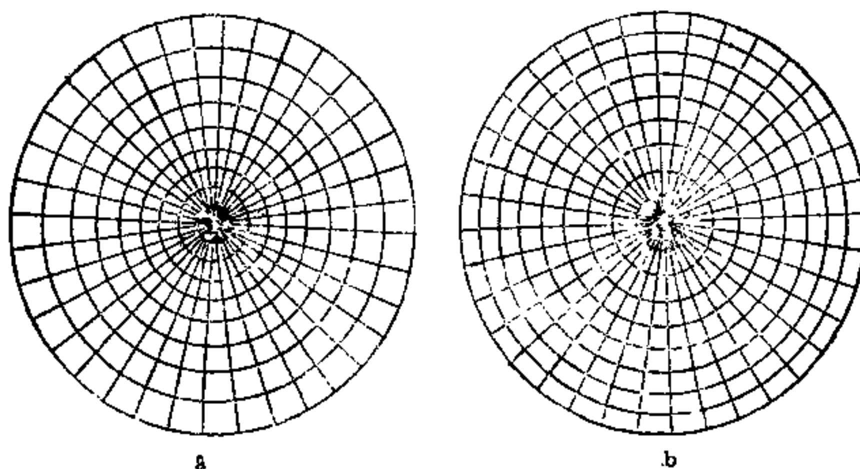


图13　a—极等角度网（经简化，同心圆及放射线相距均为10°），
b　极等面积网（赖特网）（说明同图13a）

（四）普洛宁网

普洛宁网（附图4）是一种等角度赤平极射投影网密度计，该网图上大小不等的小圆，其所代表的角距是相等的，第一个小圆的半径都代表8.4°的角距。当极点是用极等角度网或吴氏网绘制时，则采用普洛宁网进行极点密度的统计。当极点是用极等面积网或施密特网绘制时，则采用图14所示的边缘密度计（PC）和中心密度计（CC）统计极点的密度。

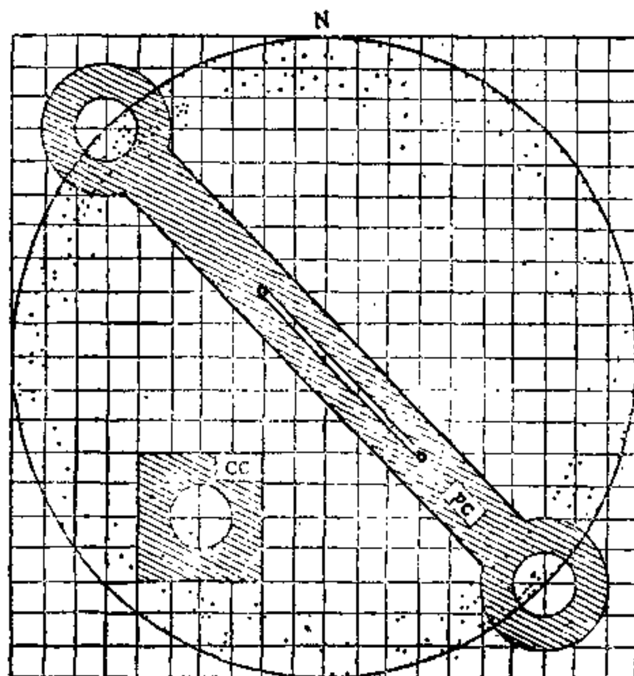


图 14　用边缘密度计(PC)和中心密度计(CC)统计极点密度
(据 Billings,1972)

四、基本作图方法

(一) 作已知直线的投影及由极点求直线产状

线状构造是岩石中的一大类构造,如褶皱的枢纽线、真倾斜线、擦痕、火成岩的流线等,它们均可用下述操作法投影在赤平图上。

假定某线状构造产状为 120°∠40°,其赤平投影作图步骤是:

(1) 将透明纸蒙在吴氏网上,描下基圆和南北、东西两直径线与基圆的交点及圆心,并标出 N、E、S、W 方位(图 15a)。这是各种作图方法首先都要作的定透明纸图方位的步骤。

(2) 据线的倾伏向,沿吴氏网的方位角。在透明纸基圆上标出 C 点。

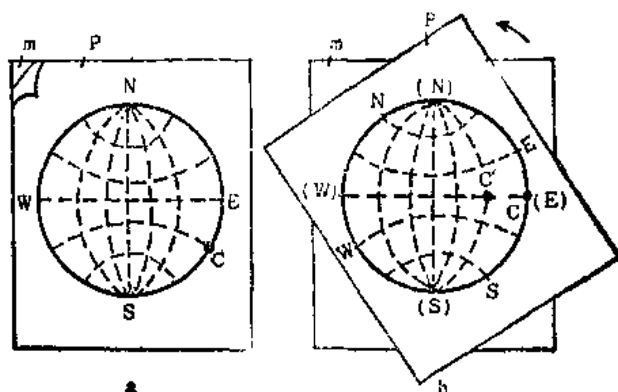


图 15　作已知直线的投影步骤
P—透明纸;m—吴氏网;a 图中虚线及(N)等系网图上经纬线及方位;
b 图上 C'C 线及 C' 点系透明纸上所画线条及点

(3) 转动透明纸,使 C 点落在吴氏网的 S、N、E、W 任何一点上(图 15b)中,C 点落在 E 点上),然后,沿吴氏网南北直径或东西直径由 C 点往圆心量度该线之倾伏角得 C' 点,该点即为此直线之极点。

若已知构造线之极点求其所代表的产状,只要将绘有极点之透明纸蒙于(定位在)吴氏网上,然后转动透明纸使极点落在吴氏网东、西或南、北半径上,由极点量度到基圆的角距,即线之倾伏角;极点所在的吴氏网东、西半

径(本例在图 15 中即东半径)或南、北半径所指透明纸上的方位角即线之倾伏向❶。

（二）作已知平面的投影及由平面的投影求其产状和法线的极点

一个平面的赤平投影可用大圆弧来表示，也可用极点来表示，这要视作图需要而定。

1. 用大圆弧表示已知平面的投影

在图解构造面的产状或在构造面上求线状构造产状均需用此法。假定某构造面产状为 30°/SE∠40°，其赤平投影作图步骤是：

(1) 标定透明纸图方位(图 16a)。

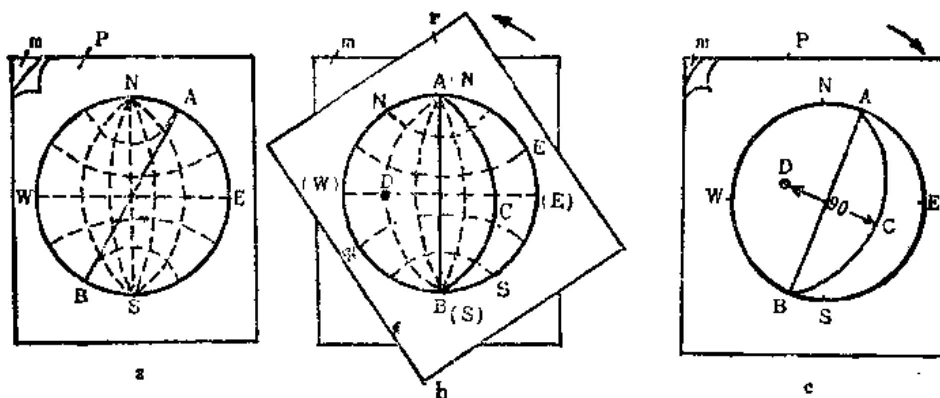


图 16 作已知平面的投影步骤

P—透明纸；m—吴氏网；虚线与(N)代表网图上经纬线和方位；实线系透明线上线条

(2) 从 N 点顺时针方向量度到方位角 30°处，得 A 点，连接 A 点与基圆圆心，并延长交基圆于 B 点，画 AB 线(也可不画)即面之走向线(图 16a)。也可在基圆上按面之倾向方位取点 C，然后转运透明纸使该点落在吴氏网 (E) 点上，联接吴氏网上的 (N)、(S) 点也为该面之走向线。

(3) 转动透明纸使 A 点与吴氏网(N)点重合，并从吴氏网上的(E)点沿东西直径出基圆往圆心方向量度 40°得 C′点，过 C′点描上 C′点所在的大圆弧(图 16b)，作图即告完毕。

若要从大圆弧求该面之产状，只要将透明纸上的 N、S 点与吴氏网上的(N)、(S)点重合，AB 所指方位角即走向，圆弧凸向即倾向；转动透明纸使走向线 AB 与吴氏网(N)、(S)重合，沿东西直径由弧顶 C′点量度至基圆度数即倾角。在利用褶皱横截面求枢纽方位以及求两构造面之夹角时常用这一作图方法。

2. 用极点表示已知平面的投影

用极点表示平面的投影，比上述方法简便迅速，尤其是需要绘制许多平面的投影时，如统计大量节理面的平均产状、求褶皱的横截面(与枢纽垂直的面)等就更需要用此法。具体工作中可用法线的极点表示，也可用真倾斜线的极点表示。

1)用法线的极点表示

如图 17a 所示，平面产状为 0°/E∠40°。

操作法如下：

首先定透明纸图方位。然后转动透明纸，使透明纸上基圆与走向线的交点同吴氏网 N 点

❶ 吴氏网基圆方位为反时针方向排列时，即将极点落在吴氏网北半径，此时可沿此半径量度极点至基圆的角距，即线之倾伏角；透明纸正北指向所指的吴氏网方位角，为线之倾伏向(何绍勋，1976)。以下各作图法中，如吴氏网基圆方位为反时针方向排列时，均可按此方法读数。

重合(本例走向正好南北,不必转动)或者使真倾斜线的水平投影线的赤平投影点转至吴氏网上的E或W点。而后,再沿吴氏网东西直径从圆心 O 向倾向相反方向量取40°(平面倾角度数),即得法线极点 P'(图17),OP' 角距即平面倾角,$P'W$ 角距即法线倾伏角。

若已知平面法线的极点投影,求平面的产状,可使极点落在吴氏网的东或西半径上(本例为西半径)。此时,极点到圆心的角距即为平面的倾角;由圆心背离极点的另一半径的指向(本例为图17中的东半径 $O\rightarrow E$ 指向)所在透明纸上的方位角即为平面的倾向(本例为正东)。吴氏网南北直径所指透明纸上的方位角即为平面的走向,由法线极点 P' 向圆心方向量度90°得 D' 点,描下 D' 点所在吴氏网上的大圆弧,即为与法线垂直的平面的投影(图17b)。上述操作亦可以吴氏网的南或北半径为准,所获结果与以东或西半径为准相同

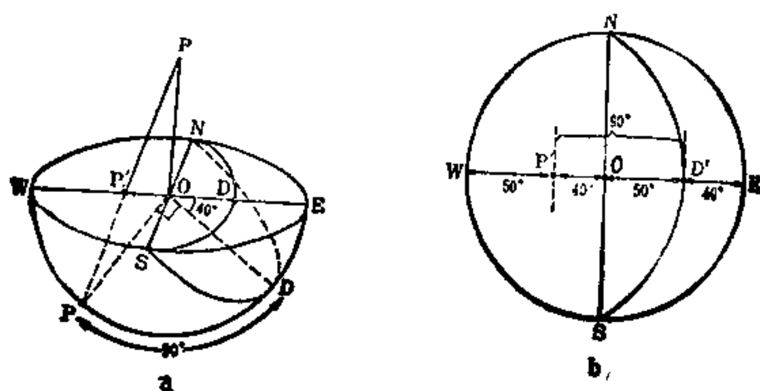


图17 法线的赤平投影

a—透视图; b—赤平图

2)用真倾斜线的极点表示

此法是直接将平面的真倾斜线投影到赤平图上来表示平面的,因此作法与直线投影方法一样。这种方法只适用于空间位置未经旋转的平面。

从真倾斜线极点求平面产状的方法是,转动透明纸,使极点落在吴氏网东、西(或南、北)半径上(图17b之 D' 点),极点所在的东、西半径(图17b中的 OE)所指的透明纸上的方位角为平面的倾向,平面的倾角是沿极点所在的吴氏网半径由极点 D' 量度到基圆的角距。

(三) 求已知两个平面交线的产状

在地质构造研究工作中,求解所有两个构造面的交线方位,都须涉及到此作图法。由于两个构造面相交呈一条直线,所以求两个构造面的交线就是求两个大圆弧的交点。

假定已知两个平面产状分别为70°/NW∠20°(F_1)和316°/NE∠50°(F_2)。求这两个平面交线的方位。

(1) 按作图法(二)、1.作两平面的大圆弧 F_1 和 F_2 并交于 A 点(图18所示)。

(2) 按作图法(一)求出 A 点所代表的直线产状为333°∠20°,这就是两平面交线的产状。

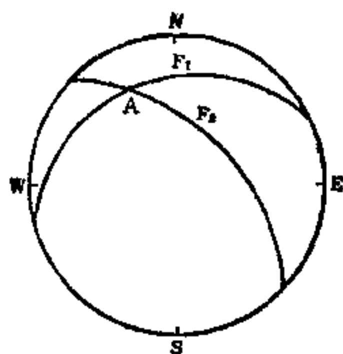


图18 求两平面交线的赤平投影图

(四) 已知位于某平面上的两条直线，求该平面产状

此作图法，实际上就是通过已给的两个极点作一个大圆弧。

假定已知两直线产状分别为：300°∠20°(K_1)和 50°∠30°(K_2)，求通过 K_1 和 K_2 点的大 圆弧。

(1) 按作图法(一)求作两直线投影点 K_1 和 K_2。

(2) 转动透明纸，使极点 K_1 和 K_2 都落在吴氏网的同一个大圆弧上，并过 K_1 和 K_2 点描出此大圆弧(图 19 所示)。

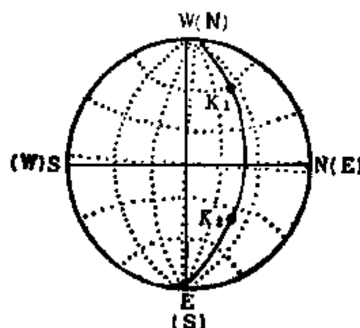


图 19 过两极点 K_1 和 K_2 作一大圆弧
(虚线及(N)等系吴氏网经纬线和方位，实线及 N 等系透明纸图上线条和方位)

(3) 按作图法(二)、1. 求大圆弧所代表的平面产状为 274°/NE∠40°，该平面即为包含已知直线的平面。

这种作图方法，在构造地质学中有着广泛的应用。例如，根据岩层的两视倾斜线求岩层面产状，应用这种作图方法就可很快求得。

(五) 求两条直线的夹角

若要求同一平面上两条直线的夹角，其方法是先作二直线的投影点，再转动透明纸使两极点落在吴氏网同一个大圆弧上。然后，沿此大圆弧量度两极点之间的纬线角距，即为两线之夹角。

在构造地质工作中，求同一构造面上两线之夹角，是经常遇到的问题。如擦痕在断层面上的侧伏角，就是在断层面上求断层走向线与擦痕线之间的锐交角。

(六) 求两个平面的夹角

两个平面的夹角又称二面角，测量其大小时，应在垂直于两个平面交线的平面上(即公垂面上)进行。有两种基本作图方法：

1. 极点法

即用两个平面的两条法线之极点角距，代表二面角。

假定两个平面产状分别为 320°/SW∠40°(B)和 60°/SE∠50°(A)，求其二面角。

(1) 按作图法(二)、2. 之 1)，作出两个平面的极点 K_1(A 面)和 K_2(B 面)。

(2) 按作图法(五)，求出两极点 K_1 和 K_2 之间纬线角距(图 20)，即为二面角。从图 20 中，可见二面角有二个，一个是 56°，一个是 124°(由一个极点 K_1 沿其所在的大圆弧量至基圆后再从基圆上的对跖点，继续量至另一极点 K_2 的纬线角距)。

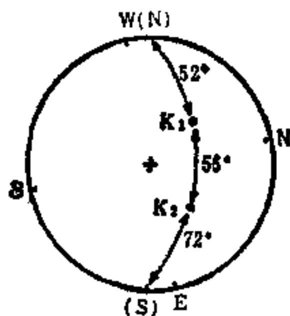
由于法线的夹角与两平面的二面角互为补角，因此法线两极点之锐夹角角距恰好对应着两平面之钝夹角，两极点角距越小，两平面钝夹角越大；反之亦一样。对比图 21，就可清楚看出是两平面之钝夹角对着指北方向。

2. 大圆弧法

同上例，以大圆弧法求其二面角。

(1) 按作图法(二)之 1. 作两个平面 B 和 A 的大圆弧，并得交点 C。

(2) 按作图法(二)2 之 1)，作与两平面交线(极点 C)垂直的平面(公垂面)的大圆弧(N)LH(S)，同 B 和 A 两个大圆弧相交于 L 和 H 点(图 21)。



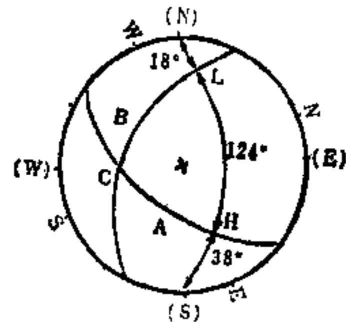


图 20 测量 K_1 和 K_2 两极点之角距

（两极点转至吴氏网上同一大圆弧；(N)为吴氏网正北）

图 21 用大圆弧求二面角

(N)为吴氏网上正北方位

(3)按作图法(五)求出两交点 L 和 H 之间的纬线角距 124°和 56°。前者为两面之钝交角，后者即为锐交角。取锐角或钝角须视具体研究对象而定。

欲求任意两构造面之间的夹角，例如，求两翼岩层面之夹角等，均须按此作图法进行。

（七）求两平面夹角的等分线和等分面

由于两平面夹角有两个，因此它们的等分线和等分面也各有两个，而且两条等分线和两个等分面也各互相垂直。如上所述求二面角有两种方法，所以求其等分线和等分面也有两种作图法。求解时，先作等分线，然后根据等分线和两个平面的交线都在同一个平面(即等分面)上的原理，再作等分面并求其产状。

为了便于说明问题，仍以作图法(六)所举两平面产状为例(即 320°/SW∠40°和 60°/SE∠50°)。

1. 以极点表示二面角时求等分线和等分面方法(图 22)。

(1) 按作图法(二)、2 之 1)，作出两平面极点 K_1 和 K_2 都落在吴氏网同一大圆弧上，然后转动透明纸 K_1 和 K_2 都落在吴氏网同一大圆弧上，并描下此大圆弧(N)K_1K_2(S)。

(2) 作此大圆弧法线的极点 C 和取 K_1 和 K_2 两点角距之中点 E 和 F(不是弧长中点)，D 和 F 点即为两等分线之极点。

(3) 转动透明纸，使 C 和 D 点都落在吴氏网同一大圆弧上，描出 CD 大圆弧。以同法描出 CF 大圆弧，此两弧即代表两个等分面。

(4) 按作图法(二)、1. 求出两平面钝夹角等分面。(CD 大圆弧)产状为 16°/NW∠81°；锐夹角等分面(CF 大圆弧)产状为 276°/SW∠38°。

2. 以大圆弧表示二面角的求等分线和等分面方法(图 23)，两平面产状仍然是：320°/SW∠40°和 60°/SE∠50°。

(1) 按作图法(六)、2. 作两平面(A 和 B)大圆弧与其公垂面大圆弧(如图 23 中的$\widehat{LDH}$)的两个交点 L 和 H。

(2) 取 L 和 H 两点之角距中点 D 和 F。

(3) 按作图法(七)、1. 之(2)和(3)，作两平面之钝角和锐角等分面。

(4) 求出两平面钝夹角等分面(CD 大圆弧)产状为 16°/NW∠81°；锐夹角等分面(CF 大圆弧)产状为 276°/SW∠38°。

这一作图法适用于求对称褶皱的轴面(两翼岩层面的等分面)；主应力轴线和主应力面(二共轭节理面或共轭断层面之等分线和等分面)等等。

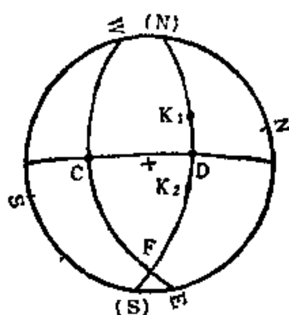


图 22　以极点表示二面角的求等分线和等分面的赤平投影图

(K_1K_2F 大圆弧的走向线与吴氏网(S)(N)直径重合)

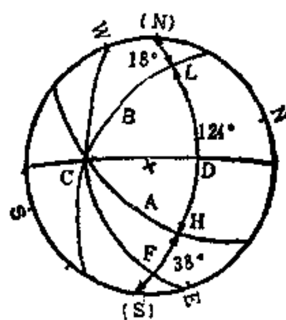


图 23　以大圆弧表示两面角求等分线和等分面的赤平投影图

($LDHF$ 大圆弧的走向线与吴氏网的(S)(N)直径重合)

（八）求一直线与一平面之间的夹角

如图 24 所示，欲求 OP 直线与平面 M 的夹角 θ(即 OP 线与其在 M 面上的投影线 OS 的夹角)，需要过 M 平面法线和 OP 线作一大圆弧。然后，在此弧上量出 R 和 P 两极点角距(即 $\angle ROP$)，再以 $90°-\angle ROP$，即得 θ 角。

（九）平面和直线的旋转

有些地质构造问题，诸如求解枢纽断层产状，求不整合面以下地层褶皱前的原始产状，根据交错层推断古河流方向等，都需要进行有关构造面和构造线的旋转。构造面的旋转可通过法线的旋转来实现，因此，旋转操作主要是投影点的转动。

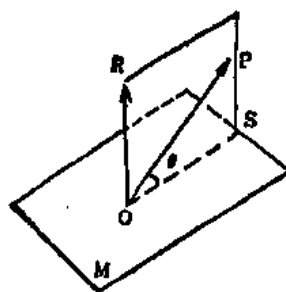


图 24　求直线 OF 与 M 面夹角 θ，OR 为 M 的法线，OS 为 OP 之投影线

任何旋转都必须围绕一根旋转轴。一条通过球心的直线，如绕轴旋转，无论其旋轴产状如何，它在空间运动的轨迹都是一个双圆锥面(如图 25 所示，只绘出双圆锥面的一个圆锥面)，双圆锥面的轴心就是旋轴；双圆锥面与投影球面交线为一圆；此圆的赤平投影是一个小圆。在投影图上，一个极点绕某方向的旋轴转动一定的角度，就是这个极点沿着以旋轴投影为圆心的小圆移动一定的弧度。

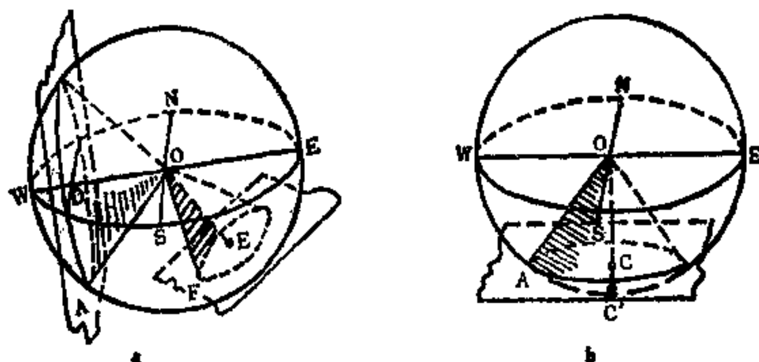


图 25　通过球心的直线 OA 绕直立旋轴 OC(图 b)、水平旋轴 OD 和直线 OF 绕倾斜旋轴 OE(图 a)旋转时，其在空间的运动轨迹都是双圆锥面(此图只绘一个)

当通过球心的直线绕直立轴作水平旋转(如图 25b)，它在投影球面上的运动轨迹就是水

平产状的小圆；直立轴的投影点就是基圆圆心 C；极点即围绕此圆心作同心圆转动。这种旋转只有方位的变化，而没有倾角的变化。作图时，只要按要求的旋转方向和度数，直接在赤平面上旋转移动。这是最基本、最简单的一种旋转操作。

当通过球心的直线绕水平旋轴旋转时（如图 25a 左边圆锥），它在投影球面上的运动轨迹就是直立的小圆（在赤平面上的投影相当于吴氏网的纬向小圆弧），旋轴的投影点在基圆上。因此，在赤平投影图上，极点是沿着所在的吴氏网的纬向小圆弧移动。构造要素绕水平轴旋转时，一般其走向、倾向、倾角都会变化。

当通过球心的直线绕倾斜旋轴旋转时，它在投影球面上的运动轨迹就是倾斜小圆（如图 25a 右边圆锥）。因此，在赤平投影图上，极点是沿其投影小圆作旋转移动。

下面分别举例说明水平旋轴和倾斜旋轴的作图方法：

1. 水平旋轴

为了求解褶皱发生以前所形成的早期平面共轭剪节理的产状和推求岩层呈原始水平状态时的主应力轴方位，必须以岩层走向为水平旋轴，将层面旋转成水平；这样，岩层中的早期平面共轭剪节理，也就跟着同步旋转为原始状态，因而就可求出褶皱发生以前的早期平面共轭剪节理的产状。

设层面产状为 50°/SE∠60°，两组共轭节理产状分别为 300°/NE∠50°和 350°/SW∠60°，求岩层转动为水平后的两组共轭节理产状。

（1）按作图法（二）之 2. 作层面法线极点 C 和两组节理面的法线极点 A 和 B（图 26）。

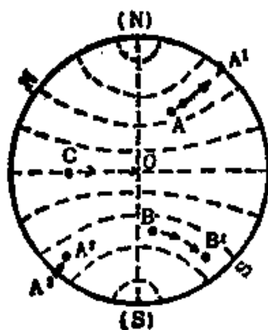


图 26　以吴氏网的南北直径为水平旋轴，将极点 A、B、C 向东移动 60°

（2）转动透明纸，使水平旋轴（本例即岩层走向线）与吴氏网南北向的直径重合，如图 26 所示。此时，层面法线极点则正好落在吴氏网东西半径上。

（3）将 C 点沿吴氏网东西直径移到基圆圆心，即表示岩层面已绕走向线逆时针旋转了 60°，已呈水平状态。同时将极点 A 和 B 也沿着所在纬向小圆弧作同步的移动（即向同一方向，移动 60 度）。从图 26 中可以看到 B 点移动到了 B' 点；A 点移动 48°就到了基圆上的 A'，这时表明 A 点开始转入上半球，因此其余的 12°必从 A' 点的对跖点即含有 A' 的直径的另一端点 A^2 开始度量，并得到 A^3 点。

（4）A^3 和 B^1 两点就是岩层旋转到水平时，节理也同步旋转后的法线极点。按作图法（二）、2. 就可求出其产状。

2. 倾斜旋轴

平面或直线绕倾斜旋轴旋转，其投影方法有分段旋转法，大圆弧旋转法等等。分段旋转法可同时移动多个极点，因此比较常用。大圆弧旋转法较简单，但只适用单个极点的转动。

1）分段旋转法

这种作图方法的操作步骤分三段进行：由于小圆的圆周不是等分的，不能直接确定旋转的弧度，所以首先应将倾斜旋轴转成水平旋轴；然后根据要求按水平旋轴作图法进行旋转；最后再将水平旋轴转为初始的倾斜旋轴位置，求出旋转后的极点产状。

例如，欲将某断层面（产状为 40°/NW∠60°）绕倾斜旋轴（150°∠20°）逆时针方向（从上往下看）旋转 30°，求旋转后的断层面产状。

（1）按作图法（二）、2. 及作图法（一），作断层面法线的极点 K 和旋轴的极点 A。

(2) 将倾斜旋转轴，以与其垂直的水平线为旋转轴，转成水平位置。操作时，首先转动透明纸，使旋轴极点 A 落在吴氏网东西直径上，并将 A 点沿吴氏网东西直径移至基圆上的 A_1 点；K 点也以同一方向、同样的角距，沿所在纬向小圆弧移至 K_1 点(图 27)。

(3) 转动透明纸，使 A_1 点与吴氏网南北直径重合，即以吴氏网南北直径为水平旋轴，将 K_1 点沿所在纬向小圆弧向右(向逆时针方向)移动 30°，得 K_2 点(图 28)。

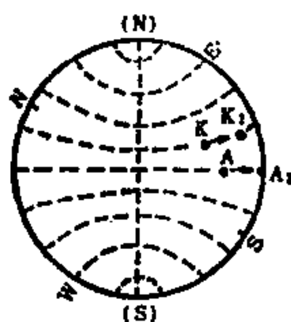


图 27　以吴氏网的南北直径为水平旋轴，将倾斜旋轴转成水平位置(N)为吴氏网指北方向

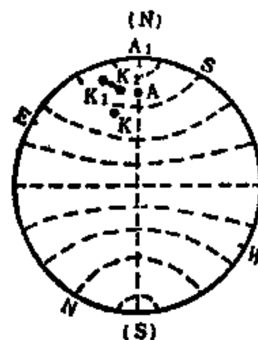


图 28　以 A_1 为水平旋轴逆时针方向将 K_1 移至 K_2(N)为吴氏网指北方向

(4) 转动透明纸，使 A_1 点转回到吴氏网东西直径上，将 A_1 点沿吴氏网东西直径往圆心方向移动 20°(即原倾斜旋轴的倾伏角)，使 A_1 点回到原来的 A 点位置。同时，也将 K_2 点沿所在的纬向小圆弧以同一方向(即向左方向)，同样的角距(20°)移至 K_3 点(如图 29 所示)，这点就是断层面法线的极点沿倾斜旋轴 A 逆时针方向旋转 30°后的位置。最后，按作图法(一)、2. 求出其所代表的断层面产状。

2)大圆弧旋转法

如欲使极点 K(132°/∠34°)绕倾斜旋轴 A(154°/∠20°)顺时针旋转 30°。其作图步骤如下(图 30)：

(1) 按作图法(一)，作极点 K 和旋轴 A 的投影，并使 K 和 A 同时落在吴氏网同一经向大圆弧上量度 K 和 A 角距 24°，即相当于以极点 A 为投影圆心的小圆半径角距。

(2) 由于小圆圆周不等分，因此，要在小圆圆周上顺时针旋转 30°，就需要作与极点 A 垂直的平面的大圆弧。该大圆弧与 $\overset{\frown}{KA}$ 大圆弧相交于 L 点。保持透明纸不动，沿与极点 A 垂直的

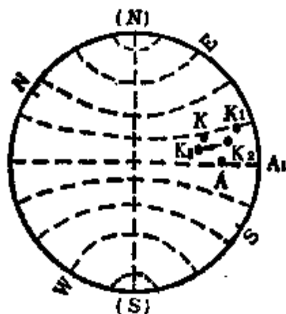


图 29　将 A_1 转回到原来位置，K_2 也同步移到 K_3 点(N)为吴氏网指北方向

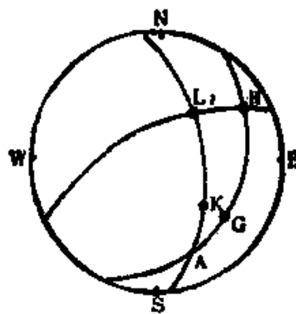


图 30　按大圆弧旋转法使极点 K 绕倾斜轴 A 顺时旋转 30°的赤平投影图

平面的大圆弧自 L 点顺时针量度 30°得 H 点。这点就是极点 K 在同心的大圆弧上按顺时针旋转 30°后的位置。但因极点 H 不是极点 K 在小圆弧上移动的位置，因此，还需求出极点 H 在小圆圆周上的相应位置。

(3) 转动透明纸，使极点 H 和极点 A 同时落在吴氏网同一经向大圆弧上。然后，沿此大圆($\overset{\frown}{AH}$)，自极点 A 量度小圆半径角距 24°，得 G 点。G 点就是极点 H 在同心小圆上的对应点，即极点 K 以极点 A 为旋轴，顺时针旋转 30°后的位置。按作图法(一)即可求出其产状(128°/∠23°)。

(十)求已知小圆周上两点间的弧度

在赤平极射投影图上，由于小圆的圆周不是等分的，不能直接量出小圆圆周的弧度。因此，必须借助一些辅助的作图方法。常用的辅助作图方法，有大圆弧法和旋转法两种。

1. 大圆弧法

假定已知小圆和小圆圆周上的两点 A 和 B，求 A 和 B 两点间的弧度。

(1) 将绘有小圆和圆周上两点 A 和 B 的透明纸蒙在吴氏网上，并使透明纸中心与吴氏网中心重合。然后转动透明纸，使小圆的最宽处落在吴氏网的东西直径上。沿吴氏网东西直径量得小圆直径的角距为 θ，取 $\theta/2$ 得小圆投影圆心 C(图 31)。

(2) 保持透明纸不动，按作图法(二)、2. 作与 C 垂直的平面的大圆弧。此大圆弧代表了旋轴垂直的平面。因此，该大圆弧与小圆为两个同心圆(图 31)。

(3) 通过 C 点和 B 点，C 点和 A 点各作一大圆弧(按作图法(四))，这两个圆弧与 C 垂直的大圆弧分别交于 T 点和 G 点。这两点就是与小圆上的 B 点和 A 点相当的对应点。沿极点 C 的大圆量度 T 和 G 之间的角距，即为小圆上 B 点和 A 点间的弧度(图 32)。

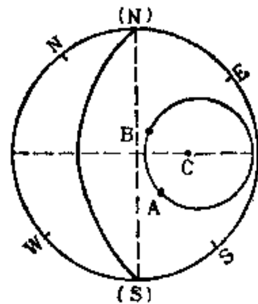


图 31 求小圆的投影圆心(C)并作极点 C 的大圆

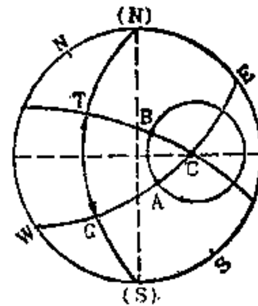


图 32 T 和 G 之角距等于 B 和 A 点之弧度

2. 旋转法

仍以上述的已知小圆和圆周上的两点 A 和 B 为例。

(1) 和大圆弧法同样的作图步骤，求得小圆投影圆心 C(图 33)。

沿吴氏网东西直径将 C 点移至赤平面中心，得 C_1 点。同时也将 B 点和 A 点沿所在的吴氏网纬向小圆弧朝同一方向移动和 CC_1 同样的角距，得 B_1 和 A_1 点。以 C_1 为圆心，C_1B_1 或 C_1A_1 为半径作小圆(也可不绘小圆)该小圆的圆心就是投影中心。因此，圆周是等分的，可直接量出 B_1 和 A_1 之弧度。也可以直线连接 C_1B_1 和 C_1A_1 交基圆于 B_2 和 A_2，然后量度 B_2 和 A_2 间角距，即相当于 B_1 和 A_1 或 B 和 A 之弧度。

(十一) 已知小圆的投影圆心和半径角距作投影小圆

例一，已知旋转轴产状(即投影圆心产状)为 150°∠40°；一直线绕该轴旋转，两线夹角(即

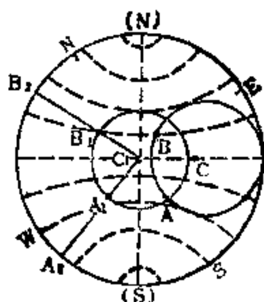


图 33 将小圆圆心 C 移至赤平面中心，并连接 C_1B_1 和 CA_1，交基圆于 B_2 点 A_2 点

半径角距互为 30°)，求该直线在赤平投影图上的旋转轨迹(即求投影小圆)。

(1) 在透明纸上标出转轴投影点 C。

(2) 转动透明纸，使 C 点落在吴氏网东西或南北直径上。沿吴氏网直径线由 C 点向两侧各量度 30°角距，得 A 点和 B 点。AB 线即所求小圆的作图直径(图 34)。

(3) 取 AB 中点 P 为几何圆心，PA 或 PB 为半径绘出小圆，即所求投影小圆。

例二，已知小圆圆心产状为 150°∠20°，小圆的半径角距为 40°，求作投影小圆。

(1) 作小圆圆心投影点 C，然后转动透明纸，使 C 点落在吴氏网东西直径上。沿此直径线向两侧量度半径角距 40°，向左量得 A 点，向右量 20°则在基圆上的 b_1(说明 B 点是位于上半球的范围内，找 b_1 的对跖点 b_2，继续量度 20°，得 B 点(图 35)。

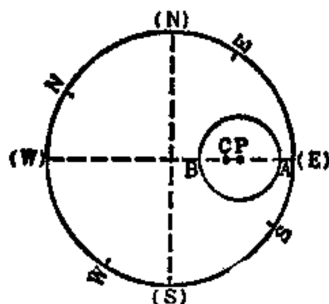


图 34 转的透明纸使投影图心 C 落在吴氏网东西直径上(P 为几何圆心)

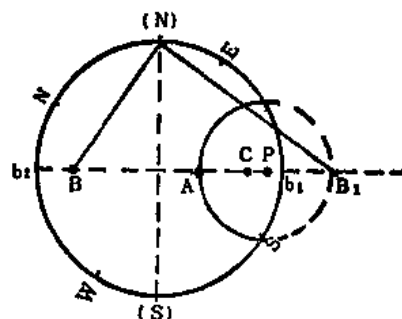


图 35 作极点 B 的对跖点 B_1 并以 P 为几何圆心作小圆

为了求出作图圆心(即几何圆心)，还要按本附文二、(4)段的方法，作 B 点的对跖点 B_1，取 AB_1 的中点 P 为小圆的作图圆心，PA 或 PB_1 为半径，用圆规画一小圆，即所求投影小圆(图 35)。小圆的一部分落在基圆以外，说明球面小圆一部分位于上半球的范围内。

(2) 求出 A 点的对跖点 A_1。取 A_1B 的中点 K 为圆心，KA_1 或 KB 为半径，用圆规画圆。该圆在基圆内的部分，就是所求小圆的另一部分(图 36)。

(十二) 已知小圆的投影圆心 R 和小圆圆周上任一点 A 作投影小圆

(1) 在透明纸上标出 R 和 A 的投影点。

(2) 转动透明纸，使 R 和 A 点落在同一条经向大圆弧上，量出 RA 的角距(65°)。该角距即为投影小圆的半径角距。

(3) 再转动透明纸，使 R 位于吴氏网东西或南北直径上，从 R 向两侧量度 65°，得 D 和 E_1 点。

(4) 以 DE_1 中点 C 为圆心，CD 或 CA 为半径画圆。此圆即为所求投影小圆(图 37)。

(十三) 已知小圆投影圆心所在方位的直径线及其圆周上两点作投影小圆

(1) 如图 38 所示，在透明纸上作小圆投影圆心所在方位的直径线(示小圆投影圆心位于此线上)FD(315°)及小圆圆周上 A、B 两点的投影点。

(2) 转动透明纸，使小圆投影圆心所在的方位的直径线 FD 位于吴氏网东西直径上。

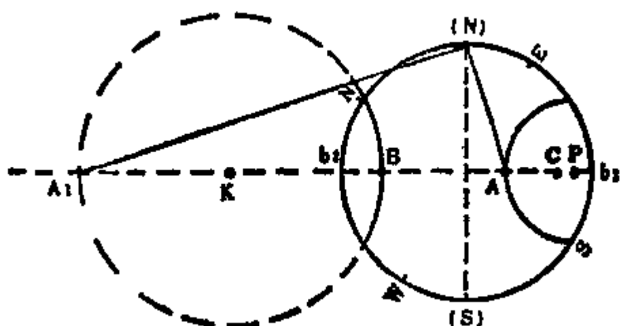


图 36 作 A 点的对跖点 A_1，并以 K 为圆心作圆
（圆周实线部分即为投影小圆的另一部分）

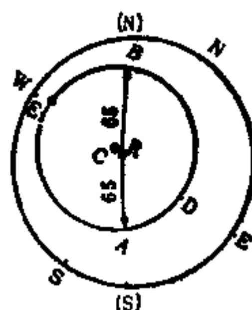


图 37 已知小圆投影圆心 R 和小圆圆周上任一点 A，作小圆

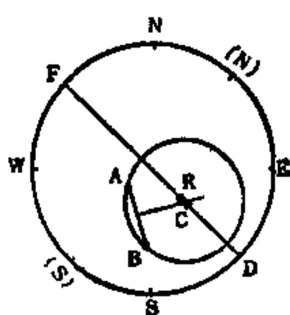


图 38 FD 为小圆投影圆心所在的方位线，A 和 B 为小圆圆周上两点

（3）作 A、B 两点的垂直等分线，此线与 FD 线相交的 C 点就是投影小圆的作图圆心。

（4）以 C 为圆心，CA 或 CB 为半径作小圆。

（5）取小圆直径角距的中点，即为小圆投影圆心 R。

（十四）通过三个已知点作一个投影小圆

假定已知三个点的产状是：250°∠30°（a 点）；110°∠40°（b 点）和 30°∠50°（c 点）。要求通过这三个已知点作一个小圆。

（1）作三个已知点的投影 a、b、c（图 39）。

（2）作包含任意两极点（如极点 c 和 d）的大圆弧，并作此大圆弧的法线极点 e。然后，在 cd 大圆弧上，取 cb 的中点 d，作包含 d 和 e 点的大圆弧。de 大圆弧所代表的面，就是 c 和 b 点之间的垂直等分面（图 39）。

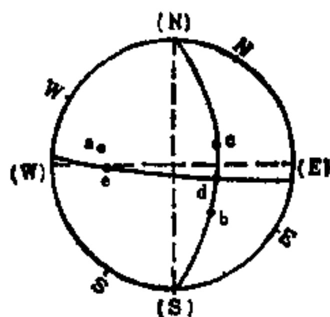


图 39 作 c 和 b 两点间的垂直等分面 ed 大圆弧

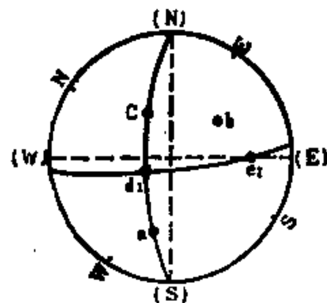


图 40 作 a 和 c 两点间的垂直等分面 d_1e_1 大圆弧（图中省略已绘的 $\widehat{de}$ 圆弧）

（3）按相同的作法，作另外两极点（a 点和 c 点）的垂直等分面 d_1e_1 大圆弧（图 40）。de 和 d_1e_1 两个大圆弧代表两个垂直等分面。这两个大圆弧的交点 K，就是小圆的投影圆心（图 41）。

（4）转动透明纸，使极点 K 和极点 a（或极点 b 或者极点 c），同时落在吴氏网的同一大圆弧上。沿此大圆弧量度极点 K 和极点 a（或极点 b 或者极点 c）的角距。此角距即小圆的半径角距。然后按作图法（十二），绘出投影小圆（图 41）。

另一种简便的作图法是：在赤平面上用几何作图法作小圆。

如图 42 所示，在作出三个极点 a、b、c 的赤平投影图上，连接任意两点(图 42 中的 ac 和 bc 直线)。然后，分别作这两条直线的中垂线。两中垂线相交的 K 点就是小圆的几何圆心。以 K 点为圆心，Ka 或 Kb 或 Kc 为半径画圆，该圆就是所求的小圆。若要求小圆的投影圆心，则转动透明纸，使 K 点落在吴氏网东西直径上。然后取小圆直径的角距中点，即为小圆的投影圆心。

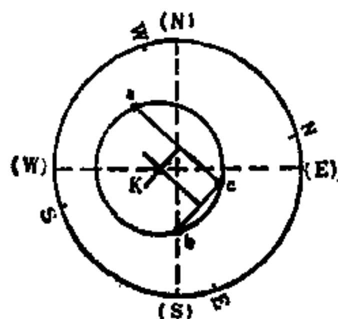


图 41　过 a、b 和 c 点作投影小圆

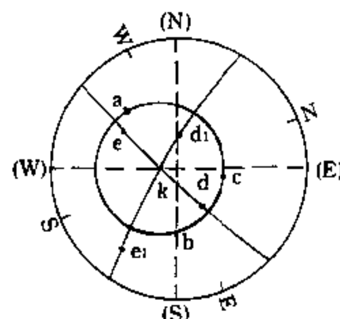


图 42　用几何作图法过三点(a、b、c)作小圆

(十五)投影小圆绕水平轴旋转

将投影小圆在赤平图上绕水平轴进行旋转，其操作方法和前面介绍的旋转操作完全一样。投影小圆绕一水平转轴旋转，即将小圆上的所有点同时同步沿所在纬向弧转动。但实际操作时，只需将小圆的投影圆心沿所在纬向弧移动到新的位置，然后画出小圆。

如图 43 所示，要将两个小圆的圆心 R_1 和 R_2 都同步顺时针旋转至基圆上(即两个球面小圆同时直立)。其投影方法是：

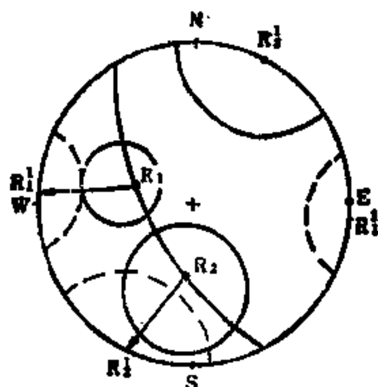


图 43　旋转两个小圆成进立小圆

(1) 将作有投影圆心 R_1和 R_2的赤平透明纸图蒙在吴氏网上。然后转动透明纸，使 R_1和 R_2位于同一条大圆弧上。

(2) 保持透明纸不动，即以 R_1 和 R_2 共有的大圆弧走向线为旋轴，将 R_1 和 R_2 点沿所在纬向小圆弧，同步转至基圆上的 R_1^1 和 R_2^1 点。

(3) 转动透明纸，使 R_1^1 和 R_2^1 分别转到吴氏网南北直径上。然后分别以 R_1^1 和 R_2^1 为圆心(包括其对跖点)，沿基圆往两侧量度小圆半径角距，描下半径角距点所在的纬向小圆弧(图中的虚线)，即为旋转后的小圆投影。

以上几种小圆的投影及作图方法，在求解断层枢纽产状，叠加褶皱中面理和线理的几何关系的分析，以及利用钻孔资料求面状构造的产状等方面均要用到。

主要参考文献

1. 尹赞勋、张守信、谢翠华；1978，论褶皱幕，科学出版社。
2. 毛健全等，1981，地质构造分析的赤平极射投影方法，贵州人民出版社。
3. 武汉地质学院、成都地质学院、南京大学地质系、河北地质学院，1979，构造地质学，地质出版社。
4. 何绍勋，1979，构造地质学中的赤平极射投影，地质出版社。
5. 何作霖，1965，赤平极射投影在地质科学上的应用，科学出版社。
6. 郭令智、施央申等，1965，论地质构造的形成和发展的二种型式——继承和上叠，中国大地构造问题，科学出

版社。
7. 希尔斯(E. S. Hills),1972,构造地质学原理,李叔达等译(1981),地质出版社。
8. 霍布斯(B. E. Hobbs)、明斯(W. D. Means)、威廉斯(P. F. Williams),1976,构造地质学纲要,刘和甫等译(1982),石油工业出版社。
9. 斯宾塞(E. W. Spencer),1977,地球构造导论,朱志澄等译(1981),地质出版社。
10. Ragan D. M. ,1973,Stractural Geology-An Introduction To Geometrical Technignes,2nd ed. ,John Wiley & Sons. Inc.

实验一　用间接方法确定岩层产状要素

一、目的要求

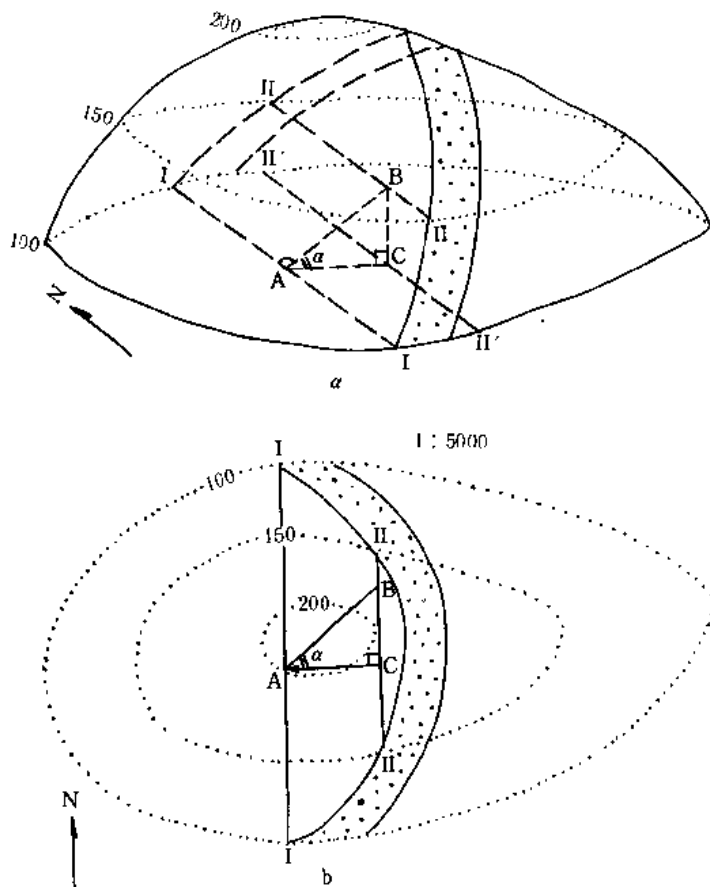
学会在地形地质图上或某构造面上用“三点法”求解构造面的产状要素。

二、内容说明

（一）在地形地质图上求岩层产状要素的方法

此法适用于大比例尺地形地质图，而且要求在测定范围内，岩层产状稳定，无小褶皱或断层的干扰。求解原理如下：

按走向线的定义，在实验图 1a 立体透视图中，某砂岩层的上层面与 100m 和 150m 高的两个水平面相交得Ⅰ—Ⅰ′和Ⅱ—Ⅱ′两条走向线，沿层面作它们的垂线 AB，即为倾斜线；AB 与其水平投影 AC 的夹角 α，即为岩层的倾角，$\overrightarrow{CA}$方向为倾向。在直角三角形 ABC 中，BC 为两走向线的高差。因此，在平面图上，只要能作出同一层面的两条不同高程的相邻走向线，再根据其高程和平距，即可求出岩层在该处的产状要素。其求解步骤如下（实验图 1b）：



实验图 1　地形地质图求岩层产状示意图

a—透视图；b—平面图（地形地质图）

（1）找出砂岩层的上层面界线与 100m 和 150m 两等高线的交点Ⅰ、Ⅰ和Ⅱ、Ⅱ，连接Ⅰ—Ⅰ和Ⅱ—Ⅱ的线，即分别为 100m、150m 二高程的走向线。

（2）从Ⅱ—Ⅱ上任一点 C 作一垂线与 100m 高程的走向线Ⅰ—Ⅰ交于 A 点，则$\overrightarrow{CA}$即代表

倾向；根据两走向线高差 50m，按地质图比例尺取 BC 线段在 1∶5000 的地质图上（1cm＝50m），得直角三角形 ABC。

（3） 用量角器量出$\angle BAC$即得出岩层倾角 α 值，或按地质图比例尺求出二走向线间垂线的平距 AC 长度，已知二走向线之高差 BC 为 50m，可由 $\mathrm{tg}\alpha=\frac{高差}{平距}=\frac{BC}{AC}$求出 α 的度数；并量出$\overrightarrow{CA}$的方位角，即为岩层的倾向。

（二） 三点法求岩层产状要素

当岩层产状平缓或岩石破碎，不能用罗盘准确测定产状；或者根据钻探得到三个点的层面标高资料求地下岩层产状时，可用三点法。

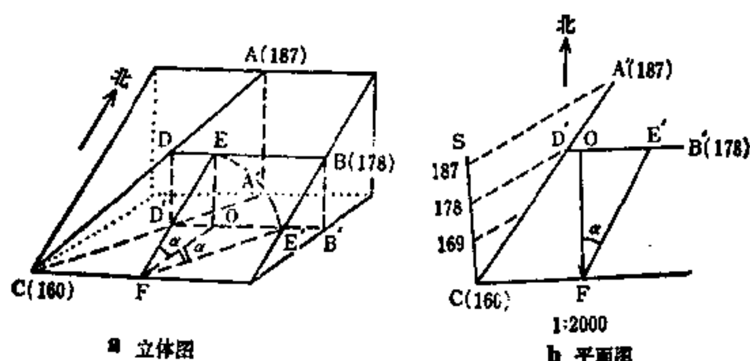
应用三点法求岩层产状的前提是：

（1） 三点要位于同一层面上，但又不在一条直线上。

（2） 三点的位置，即其相对方位、水平距离和标高（或高差）为已知，且三点相距不太远。

（3） 在三点范围内岩层面稳定、产状无变化。

三点法的要点：从实验图 2a 可以看出，只要在最高点 A 和最低点 C 的连线上，找到与 B 点等高的一点 D，就可以作出走向线 DB，过 C 点或 A 点可以作出与 DB 平行的另一高程的走向线；根据两走向线各自高程和水平距离，可以求出倾向和倾角（实验图 2b）。求解方法如下：



实验图 2 三点法求产状

（1） 求等高点 从最低点 C 作任一辅助线 CS。根据 A、C 点间高差及 B 点高程用等比例线段法将其等分。在 AC 线上得出与 B 点等高的 D' 点。

（2） 求倾向 连 $D'B'$ 即为 178m 高之走向线；过 C 点作其平行线，即为 160m 高之走向线。在 $D'B'$ 线上取任一点 O 作其垂直线 OF 即为倾向线。箭头表示岩层倾向；用量角器量其方位角值（如图所示为 180°）即该层面倾向。

（3）求倾角 根据 B、C 点间高差，按平面图比例尺取一线段 OE'，连 $E'F$，则$\angle E'FO=\angle\alpha$，代表其倾角，用量角器量其值即可。

三、实验作业

1. 求凌河地形地质图（附图 5）西边 C_1 岩层、底面的产状。

2. 在松溪地形地质图上（附图 6）求岩层产状和见矿深度。

（1） 已知某赤铁矿层为一倾斜矿层，其产状稳定，有三个钻孔见矿深度各为：$ZK_2$60m、$ZK_3$40m、$ZK_5$80m。试用三点法求该矿层产状。

（2） 在设计钻孔 ZK_9 处，预计打多深即可达该赤铁矿层顶面？（提示：钻孔中铁矿层顶面高程等于钻孔地面位置高程减去见矿深度）。

实验二　地质图的基本知识和地质图的判读

一、目的要求

1. 熟悉地质图的结构和规格，掌握地质图的一般判读方法和步骤；

2. 学会用“V”字形法则分析水平，倾斜和不整合接触关系在地质图上的表现特点；

3. 学会从地质图上认识，分析褶皱断裂的形态，组合特征及形成时代。

二、内容说明

（一）地质图的基本知识和图式结构

1. 地质图

地质图是指用一定的符号、颜色和花纹将某一地区各种地质体和地质现象（例如各种地层、岩体、构造、化石、矿床形态等的产状、分布、形成时代及相互关系）按一定比例尺综合概括地投影到地形图上的一种图件。

除上述综合表示各基本地质现象的地质图外，尚有着重表示某一方面地质现象的专门地质图件，如水文地质图、地震地质图、工程地质图等。

所有上述地质图件，按其精度要求不同面规定比例尺的大小。一般可分出小比例尺地质图（1：50 万～1：100 万或更小）、中比例尺地质图（1：5 万～1：20 万）、大比例尺地质图（大于1：2.5 万）。小比例尺地质图没有地形等高线，只能概括地反映较大范围内的区域构造特征。它适用于区域大地构造的综合分析和研究。中比例尺地质图有较简明的地形等高线与重要的地形地物控制点等标志（1：5 万地质图地形等高线及地物标志更为详尽一些），所表示的地质现象也较全面详尽。这种图常用来作为开展各项地质工作的重要基础图件，一般称“区域地质图”。它适用于对区域构造及其与成矿规律关系的分析和研究。大比例尺地质图着重反映小范围内的专门地质现象和多种构造细节，可用它来分析矿区构造、布置勘探工作以及各项专题性质的研究。

本课程实验主要选用大、中比例尺地质图进行作图、分析构造及制作剖面图。

一幅正规的地质图应该有图名、比例尺、方位（或经纬度）、图例和责任表（包括编图单位、负责人员、编图日期及资料来源等）；在图左侧为综合地层柱状图；有时还在图的下方附图切剖面图。

地质图比例尺有三种表示方法：

（1）比例尺即用 1cm＝500m 类似的方法表示；

（2）线条比例尺　用线条刻度表示图中与实地长度；

（3）数字比例尺　即用 1：5000 或 1：200000 等方法表示。

上述三种方法中以线条比例尺最为重要，故常见于各种地质图上，其位置可在图框的下方中央或上方图名之下 。

图例是一张地质图不可缺少的部分，通常放在图框外的右边或下边。图例一般自上而下或自左至右按地层（上新下老或左新右老）、岩石、构造顺序排列。所有的岩石花纹、地质符号、地层代号及颜色等见附录 I 至 II 。

2. 地质剖面图

正规地质图常附有一幅或几幅切过图区主要构造的剖面图，置于地质图的下方。在地质图

上标注切图位置，其规格见太阳山地区地质图。

剖面图所用的地层符号、色谱应该与地质图一致。

3. 地质柱状图

区域地质图或地质报告中常附有工作区的地层综合柱状图。

地层柱状图可以附在地图的左边，也可以绘成单独一幅图。比例尺可根据反映地层详细程度的要求和地层总厚度而定。

综合地层柱状图是按工作区所有出露地层的新老叠置关系恢复成水平状态切出的一个具有代表性的柱子。在柱状图中表示出各地层单位、岩性、厚度、时代和各地层间的接触关系等。上述各种图件中的符号、花纹、色谱等均应一致。

（二）阅读地质图的一般步骤和方法

读地质图时首先要看图名、比例尺和图例。从图名、图幅代号和经纬度中可以了解图幅的地理位置和图的类型。从比例尺可以了解图上线段长度、面积大小和地质体大小及反映详略程度。

熟悉图例是读图的基础，最好与图幅地区的综合地层柱状图结合起来读，以了解地层时代顺序和它们之间的接触关系。

在阅读地质内容之前应先分析一下图区的地形特征。在大比例尺地质图上，从等高线形态和水系分布可了解图区的地形特点。在中小比例尺地质图上，可根据水系分布、山峰标高和分布的变化等认识地形特点。

读图时先分析地层时代，层序和岩石类型，岩层和岩体的产状、分布及其相互关系等；其次是分析地质构造，主要是褶皱的形态特征、空间分布、组合情况和形成时代，断裂构造的类型、规模、空间组合、分布和形成时代或先后顺序；还要了解火成岩体产状，原生及次生构造以及变质岩区所表现的构造特征等等。

（三）读水平岩层、倾斜岩层、不整合接触地质图

1. 读水平岩层地质图

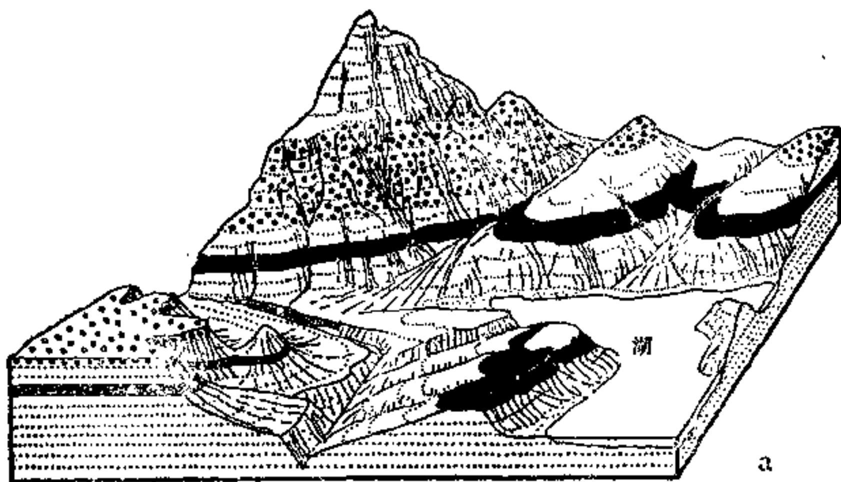
水平岩层在地面和地形地质图上的特征是地质界线与地形等高线平行或重合（实验图3）；在沟谷处界线呈“尖牙”状，其尖端指向上游；在孤立的山丘上，界线呈封闭的曲线；在岩层未发生倒转的情况下，老岩层出露在地形的低处，新岩层分布在高处。岩层露头宽度取决于岩层厚度和地面坡度，当地面坡度一致时，岩层厚度大的，露头宽度也宽；当厚度相同时，坡度陡处，露头宽度窄（实验图 4）。在陡崖处，水平岩层顶、底界线投影重合成一线，因而造成地质图上岩层发生“尖灭”的假象。

2. 分析倾斜岩层地质图

倾斜岩层在大比例尺地形地质图上表现出岩层界线与地形等高线成不同交截关系，在山脊和沟谷处弯曲成“V”字形，并有一定的规律。通过读图应用这一规律，掌握岩层产状与地形及其相互关系对岩层界线形态影响的分析方法。同时也注意岩层露头宽度的变化与岩层厚度、产状和地形的关系。

3. 认识不整合在地质图上的表现特征

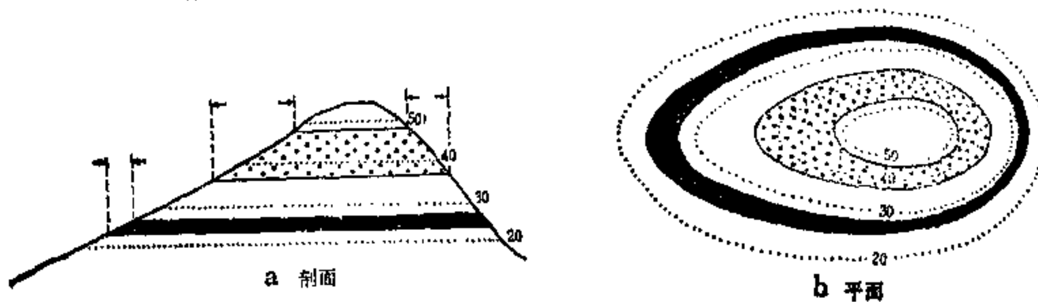
根据地质图上出露的地层时代、层序确定，如图区内在两个不同时代的地层之间缺失一部分地层（即两地层时代层序不连续），两地层产状一致，界线基本平行，则为平行不整合；如两地层产状不一致，较新地层的底面界线截过不同时代的较老地层界线，则为角度不整合（实验图 5）。





实验图 3 水平岩层露头分布特征

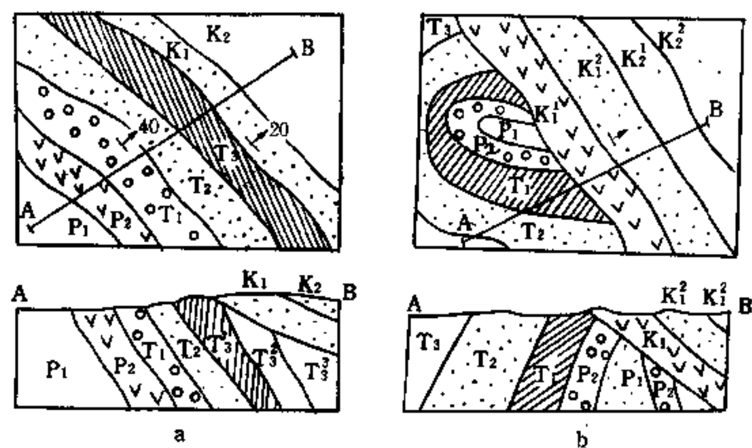
a—立体图；b—地质图；1—侏罗系页岩及含砾砂岩；2—三叠系泥岩及煤层；3—地形等高线



实验图 4 水平岩层露头宽度与坡度和岩层厚度的关系

三、实验作业

阅读分析凌河地形地质图(附图 5)，并作 *A*—*B* 剖面图，注意识别水平岩层、倾斜岩层和不整合接触关系在地质图上的表现；用"V"字形法则认识和分析倾斜岩层的露头线与地形等高线的关系。



实验图 5　不整合在平面图和剖面图上的表现

a—平行不整合在平面图和剖面图上的表现；b—角度不整合在平面图和剖面图上的表现

实验三　根据岩层产状要素编制倾斜岩层地质图及岩层厚度的计算

一、目的要求

1. 学会根据岩层(或矿层、断层)界面在某一点的产状要素,运用几何作图法在地形图上勾绘出该层面地质界线;

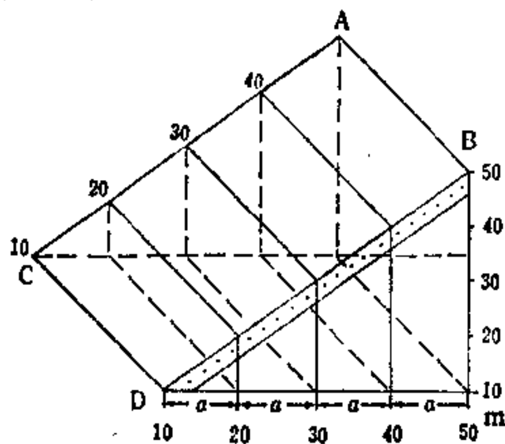
2. 了解岩层厚度的计算方法。

二、内容说明

(一)倾斜岩层作图要点

1. 原理

在一个层面平整、产状稳定的倾斜岩层层面上,作出一系列同一等高距的不同高度的走向线。这一系列的走向线投影在水平面上,也相应成为间距相等的一系列平行线(实验图 6)。这些投影线间的平距叫放线距。在同比例尺图上,放线距与岩层倾角成反比,倾角缓,放线距大;倾角陡,放线距小。



实验图 6　放线距

图中 $ABCD$ 为倾斜岩层面,其上为以 10 的等高距画一系列走向线,a 为各走向线间的水平投影的放线距

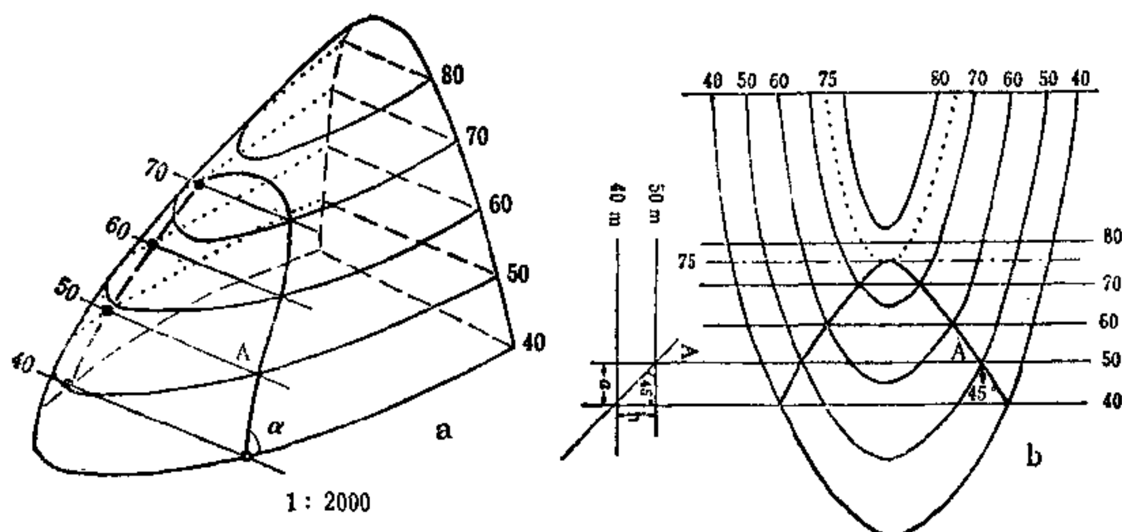
从前面在地形地质图上求岩层产状的作图法可以看出,某一岩层面界线与同一高度等高线两个交点的连线,即为该层面在这一高程的走向线。因此,反过来,某一岩层界面上相同高度的走向线与等高线的交点,就是该界面的出露点。把这些点依次由低到高或由高到低用平滑曲线联接起来,就绘出了该界面在地面的出露线,即地质界线。当然,野外填图并不能单纯用这种方法来编制,但在填绘为浮土掩盖区局部地段的地质界线或阅读分析地质图和选定布置探槽工程位置时,这种方法具有指导意义。

2. 作图的方法和步骤

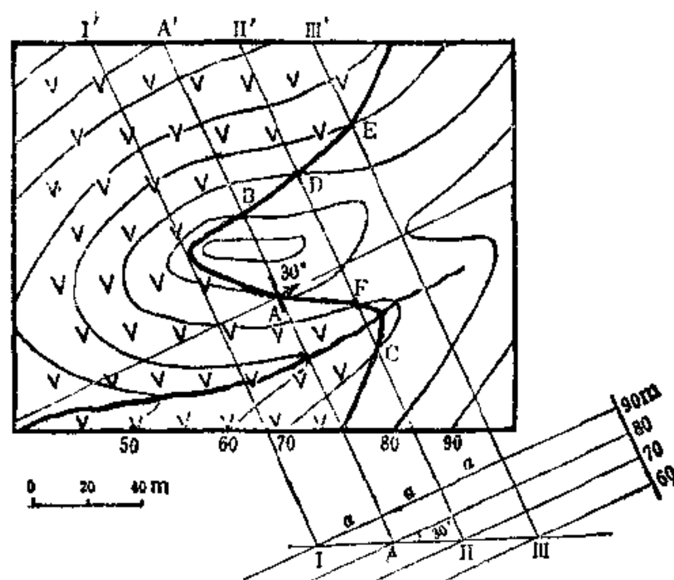
(1) 已知条件　在有等高线的地形图上,已知岩层界面某露头点 A 的产状要素(实验图 7a)。

(2) 求出放线距　按已知岩层产状要素求放线距,可以根据实验图 2b 所示之 $\text{tg}\alpha$=高差/平距的关系式和地形图比例尺换算成放线距。如实验图 7b,层面倾角 $\alpha=45°$;高差 h=10m;因此,放线距亦为 10m。也可以高差与斜角(即层面倾角)作出直角三角形直接求得放线距(实验图 7b 外左侧及实验图 8 外下方)。

(3) 作图　如实验图 8,过 A 点根据岩层面在该点的产状作一走向线,其高程就是 A 点的标高。再按所求得的放线距沿倾向依次画出一系列不同高程的走向线,注明各自的标高。然后分别定出各相同高程的走向线和等高线的交点。把这些交点依次用平滑曲线连接起来,即为该岩层界面的地质界线。在联线通过沟谷或山脊处,地质界线应发生"V"字型转折。但在转折点不一定恰有一个交点。因此,要较准确画出界线的 V 字形转折点,可用插入法作出辅助等高线和相应走向线。如实验图 7b 上 75m 的等高线和走向线,二者相交一点;即为界线转折点。



实验图 7　求放线距和编联地质界线
a 立体图；b 平面图



实验图 8　图解法求放线距，并绘制倾斜岩层界线

（二）厚度的计算

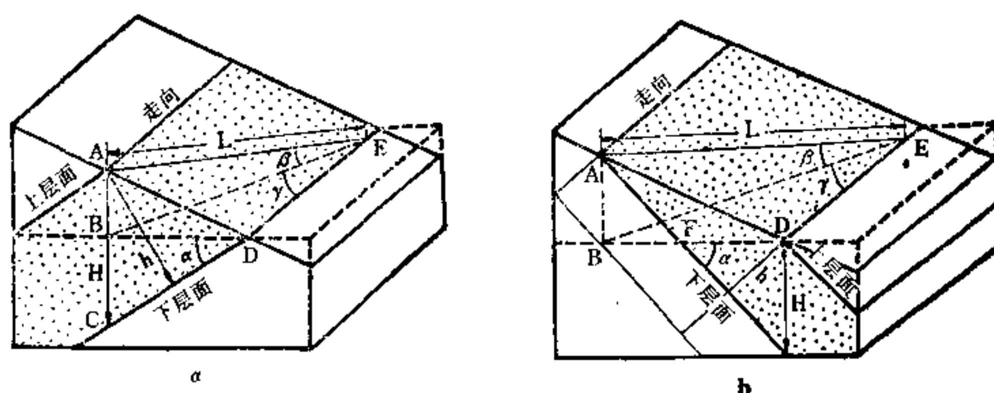
岩层上、下层面间的垂直距离称(真)厚度。只有在垂直于走向的直立剖面上，岩层顶、底界线间的垂直距离才是真厚度。其他方向的直立剖面上，岩层顶、底界线间的距离均非真厚度，可称视厚度。欲求真厚度(h)可利用下列公式(实验图 9)计算：

$$h=L(\sin\alpha\cdot\cos\beta\cdot\sin\gamma\pm\cos\alpha\cdot\sin\beta) \quad (1)$$

式中 L 为上、下层面之间的地面斜坡距离，如地面水平，则 L 为露头宽度；α 为岩层倾角；β 为地面坡角，如地面水平，则 $\beta=0°$；γ 为剖面线方向与岩层走向之间的夹角，如剖面方向与岩层真倾向一致，则 $\gamma=90°$。

地面坡向与岩层倾向相反时，式(1)括号内两项相加(实验图 9a，即取“＋”)；地面坡向与岩层倾向相同时，式(1)括号内两项相减(实验图 9b，即取“－”)取绝对值。

野外实际测量剖面中均用式(1)计算岩层厚度。



实验图 9　厚度计算图解

a 图为剖面线与岩层走向斜交,坡向与倾向相反;b 图为剖面线与岩层走向斜交,坡向与倾向一致,且倾角大于坡角

也可用赤平投影法求岩层厚度,其方法如实验图 10a 所示。设 $ABCD$ 为地面斜坡上出露的岩层,AM 为上、下层面间的斜坡距(即式(1)中的 L),AE 为厚度 h,在直角三角形 AME 中,AM 野外可以实测,如能知道$\angle\theta$,则 AE 即可按下式(2)求得:

$$AE = AM \cdot \cos\theta \tag{2a}$$

$$h = L \cdot \cos\theta \tag{2b}$$

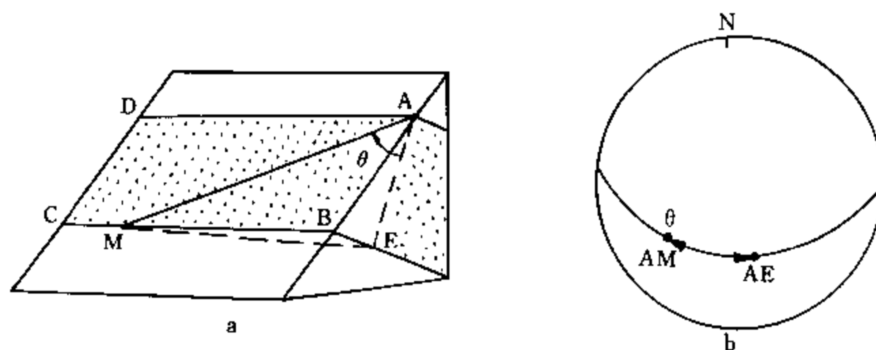
用赤平投影求$\angle\theta$很方便,其方法如下:

(1) 根据野外实测导线方位(即剖面线方向)与坡角,在赤平投影图上作导线 AM 的极点(实验图 10b 上之 AM 点),如坡角为仰角,则绘制极点 AM 时应取导线相反方位;

(2) 在赤平投影图上作岩层面法线的投影,得极点 AE;

(3) 转动透明纸,使 AM 与 AE 位于一个大圆弧上,则 AM 与 AE 之间的角距为$\angle\theta$;

(4) 将 L 与$\angle\theta$ 值代入式(2b),便得出厚度 h。



实验图 10　用赤平投影法求厚度

a—立体图; b—赤平投影图

三、实验作业

1. 用鹰岩地形图(附图 7)按下列条件作图。

(1) 在该区白垩系(K)含铜砂砾岩层的上层面出露于 C 点,倾斜为 168°∠10°,上覆地层

为页岩。砂砾岩层下层面为不整合面，出露于 B 点，倾斜也是 168°∠10°。该点不整合面之下正好是元古界(Pt)，含铜白云岩层上层面与黑色板岩的分界点，倾斜为 20°∠27°。试绘制该区地质图。地形图比例尺为 1：5000；等高线间距为 10m（注意：不整合面上、下要分别作各自的放线距和不同高程走向平行线，并应先联绘不整合面以上的地质界线）。

(2) 确定在过 B 点、F 点布置揭露含铜砂砾岩层顶、底板探槽的最佳方位（距离最短）。

(3) 试分析在 F 点布置钻孔以查明含铜白云岩的埋藏深度是否合理。

2. 根据某地剖面实测，得知下二叠统某页岩层产状为 324°/SW∠43°；导线方位为 N30°E；导线长度为 9.32m。试用赤平投影法分别求导线坡角为 −19°（俯角）和 +19°（仰角）时的岩层真厚度。

实验四　赤平极射投影方法在构造地质学中的应用(之一)

一、目的要求

(1) 了解赤平极射投影的基本原理和方法;

(2) 了解赤平极射投影网的制作原理;

(3) 了解平面和直线的赤平极射投影特征。

二、内容说明

见附文一、二、三、四中的(一)、(二)。

三、实验作业

自选一些面或线的产状进行练习。

实验五　赤平极射投影方法在构造地质学中的应用(之二)

一、目的要求

学会求两面交线、两面夹角、两线夹角的产状以及求两平面夹角的等分线和等分面。

二、内容说明

见附文四中的(三)、(四)、(五)、(六)、(七)。

三、实验作业

(1) 求两平面交线的产状。

(2) 已知同一平面内两直线,求该平面产状。

(3) 求两直线间的夹角。

(4) 求两平面间的夹角。

(5) 求两平面间夹角的等分线和等分面产状。

实验六　真倾斜与视倾斜的换算和构造线产状的测定

一、目的要求

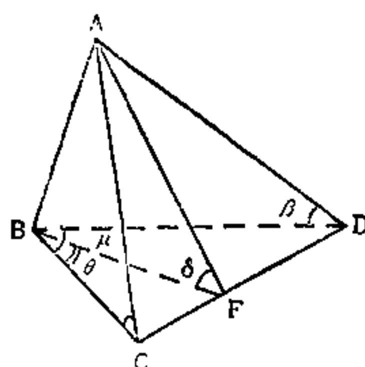
(1) 了解真倾斜与视倾斜的意义以及相互关系和几种换算方法。

(2) 学会用赤平投影法求构造线产状。

二、内容说明

(一) 真倾斜与视倾斜的基本概念

在垂直于构造面走向的直立剖面上测量的构造面的倾斜为真倾斜一般略去“真”字；在斜交于构造面走向的直立剖面上测量的构造面的倾斜为视倾斜。在实验图 11 中 ACD 代表构造面；BCD 为水平面；ABC、ABF、ABD 均为直立剖面；BF 为真倾向；$\angle\delta$ 为真倾斜角；BC、BD 均为视倾向；$\angle\alpha$、$\angle\beta$ 均为视倾角。真倾斜只有一个，视倾斜可以有无数个。



实验图 11　真倾斜与视倾斜

α. β—视倾角；δ—真倾角；

μ—二个视倾向间的夹角；

θ—真倾向与视倾向的夹角

(二) 真倾斜与视倾斜的换算方法

(1) 公式换算

$$\mathrm{tg}\delta=\mathrm{tg}\alpha\cdot\sec\theta \quad (1)$$

$$\mathrm{tg}\theta=\mathrm{ctg}\alpha\cdot\mathrm{tg}\beta\cdot\csc\mu-\mathrm{ctg}\mu \quad (2)$$

式中文字代号与实验图 10 同，推导从略。此法计算较繁，一般不常应用。

(2) 用赤平投影方法换算真倾斜和视倾斜，这种方法既便捷又准确。

真、视倾斜的赤平投影特征可见第一章所述。如已知二视倾斜，欲求真倾斜，可根据真倾斜线和视倾斜线都在同一构造面上的原理，在赤平投影图上作二视倾斜线的投影，得二极点；然后，通过二极点作一大圆弧，求出大圆弧所代表的平面产状，就是该构造面的真实产状。反过来，若已知某构造面的真倾斜欲求某剖面方向的视倾斜时，则先在赤平投影图上作出该构造面或层面的大圆弧，再作出欲求视倾斜方向的剖面的大圆弧，二大圆弧交点即是所求某方向上的视倾斜线投影。在图上测量该视倾斜线的方向和角度值，即为视倾向和视倾角。

(3) 在已知地层真倾角及走向线与地质剖面线夹角的情况下，可利用真视倾斜换算图解直接查出剖面线方向的视倾角。

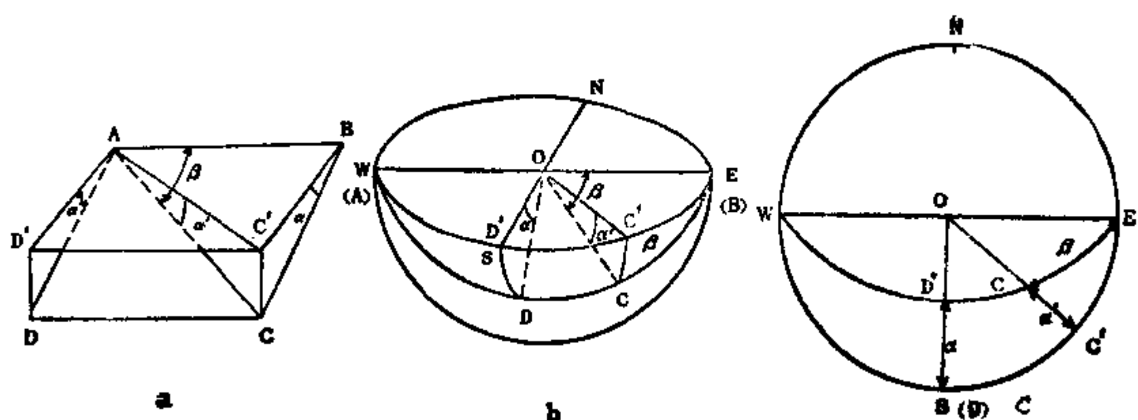
(三)构造线产状的测定

线状构造的倾伏向、倾伏角和侧伏向、侧伏角可按附文四基本作图方法(一)和(五)表示在赤平图上。若已知线状构造在赤平图上的投影点，也可以按同理读出它们的产状数据。

如实验图 12 所示，构造线 AC 在赤平投影图上的倾伏角为 α'(25°)；倾伏向为 $O\rightarrow C'$ 所指的方位(128°)。所以，该线倾伏表示为 128°∠25°。侧伏角为∠β(44°)侧伏向正东。该线在 $ABCD$ 面上以侧伏表示为 E∠44°。

三、实验作业

(1) 已知某煤层产状为 270°∠40°，式用赤平投影去，求出 290°、190°、120°方向直立剖面



实验图 12　平面上一直线的赤平投影

a—立体图；b—球体透视图；c—赤平图

α—平面倾角；α'—AC 线倾伏角；β—AC 线在 ABCD 面上的侧伏角；AC'—AC 线的倾伏向

上的视倾角。

（2）某山嘴于公路转弯的两陡壁上，测得含金石英脉二视倾斜产状分别为 120°∠16°，277°∠22°，用公式计算与赤平投影法，求该含金石英脉的真倾斜及在 150°方向的直立剖面上的视倾角。

实验七　赤平极射投影方法在构造地质学中的应用(之三)

一、目的要求

1. 掌握求褶皱枢纽和轴面产状的方法。

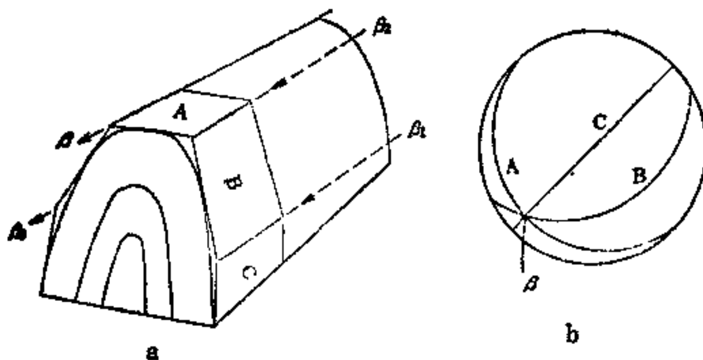
二、内容说明

(一) 褶皱枢纽产状的测定

用赤平投影测定褶皱枢纽产状的方法很多，其中最常用的是作β图和π图求枢纽产状。

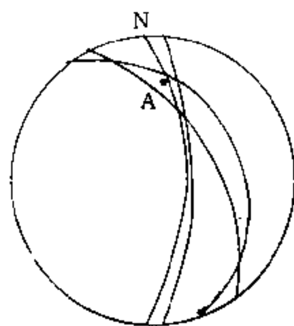
1. 作β图和π图求褶皱枢纽产状

对于圆柱褶皱来说，赤平图上以两翼平面产状所作的大圆弧的交点就是褶皱枢纽的极点。在构造分析中，这些大圆弧的交点称为β轴；这种赤平投影图称为β图。由于大多数褶皱的两翼并非平面，而是曲面。因此，在同一褶皱面的不同部位上所测产状数据越多，就越能真实地反映褶皱的几何形态(实验图 13)。



实验图 13　作β图求褶皱枢纽

a—立体图；b—赤平图，表示 a 图 A、B、C 三个产状不同的层面大圆相交于一点β



实验图 14　各大圆弧不相交同一点上而是形成极点密集区

A 为密集区中心点(极密点)

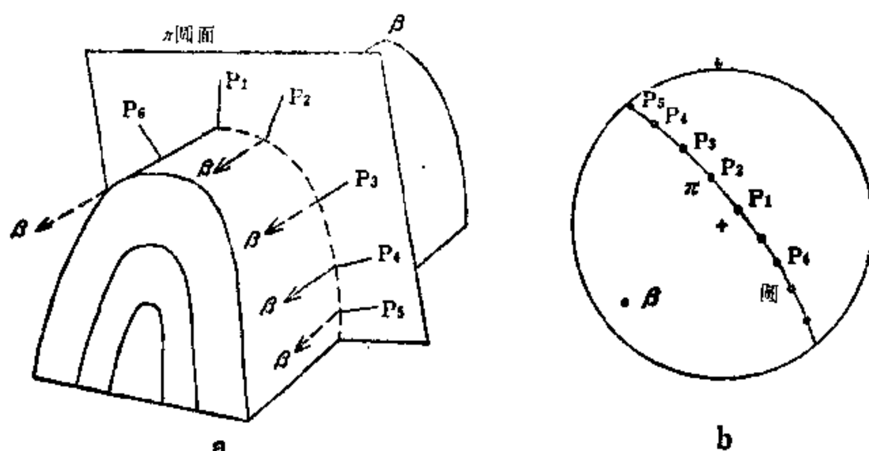
理想的圆柱状褶皱的每两个不同产状的翼面交线(即褶轴)都与枢纽线平行，因此，若干个不同产状翼面的各大圆弧在赤平投影图上理应相交于一点(实验图 13)。但是，由于测量产状时的误差，或者两个大圆弧的夹角太小或太大，或者是作图时的误差等等，使得各大圆弧不相交于同一点上而是交会成许多点(n 个大圆弧就是$\frac{n(n-1)}{2}$个交点)。形成在一定范围的极点密集区，取该区中心的点为极密点(如实验图 14 中的 A 点)也可代表枢纽产状。

必须注意，用大圆弧表示背形和向形翼面的产状时，其投影图式完全相同，因此，在赤平投影图上无法区分出背形和向形。

圆柱状褶皱各部位的层面产状，还可用π圆图表示(实验图 15)，π圆的极点叫作π轴(实验图 15 之β)，即褶皱枢纽的投影点。

由于测量产状和作图的误差，P 点有时不能全部落在一个大圆上，这时就要在这些极点分

布范围内取其平均位置作出"最优拟合圆"，而后作 π 轴。



实验图 15 作 π 圆图求褶皱枢纽产状

a—立体图；b—π 圆

当 π 圆是一个大圆时，它代表褶皱的形态是圆柱状的。如果 π 圆是一个小圆，即代表褶皱形态是圆锥状的，这时 π 圆的圆心就是圆锥状褶皱所形成的圆锥面的轴心投影；π 圆的直径就代表这个圆锥面顶角的补角。因此，利用 π 圆图不仅可求出褶皱枢纽产状，还可根据 π 圆特点，区分圆柱状或圆锥状褶皱。在实际工作中多采用 π 圆图求枢纽产状。

2. 根据轴面劈理或层间劈理的产状求枢纽的产状

在一般情况下，轴面劈理面、层间劈理面与岩层面的交线都大致平行于枢纽方向，且与层间滑动方向垂直。因此，用求两平面交线的基本作图法，就可得到枢纽产状。

3. 根据岩层面上的擦痕求枢纽产状

当岩层发生弯滑褶皱作用时，往往伴随着层间滑动。因此，在层面上产生平行于滑动方向且与枢纽大致垂直的擦痕。由于擦痕线和枢纽线均在同一岩层面上，因此，作出岩层面的大圆和擦痕线的极点，沿此大圆弧求出与此极点相距 90°的另一极点，即为褶皱枢纽线的极点。

（二）*褶皱轴面产状的测定*

1. 作两翼顶角（翼间角）的平分面（求轴面产状）

对于两翼岩层厚度相差不大的对称褶皱，其轴面即相当于翼间角的平分面。根据两翼面交线（枢纽线）与翼间角的等分线共面的关系，即可求出平分面（即轴面）产状。作两翼面和翼间角等分线的投影，可采用大圆法（即 β 图法），也可采用极点法（即 π 图法）。如果褶皱两翼产状很多时，就要分别找出两翼产状的密集区，求出其中心点（即极密点），两极密点之间的夹角才能较客观地代表该褶皱的翼间角。两翼岩层厚度相差较大的褶皱或明显不对称褶皱，不能用此法求轴面产状（实验图 16）。

2. 根据枢纽和轴迹求轴面的产状

根据褶皱（包括对称和不对称褶轴）枢纽和轴迹共面的关系求出褶皱轴面和某一剖面上（包括水平面）的交线（即轴迹）；再绘出包含枢纽与轴迹的二极点的大圆，该大圆即代表轴面产状。



实验图 16 褶皱两翼厚度相差很大，每一层有一个轴面（AP）

在地质图上，可根据尖棱褶皱露头线最大弯曲点的联线是轴迹、相

似褶皱露头线最大弯曲线点的联线与轴迹大致平行的特点，求出轴迹的方法。非这两类褶皱时，当不知轴面产状的情况下，不能以岩层露头线最大弯曲点的联线作为轴迹。因为在这些情况下两者方向往往发生一定偏离。这时必须通过地质图作出横截面图而得出轴迹的方法，或在野外直接测量轴迹的方位。

三、实验作业

(1) 某背斜上泥盆统泥质灰岩的产状为 338°/NE∠21°，泥质灰岩层面上还有其擦痕，其侧伏为 SE∠14°，求枢纽的产状。

(答 54°∠20°)

(2) 某背斜两翼产状为 55°/SE∠50°和 48°/NW∠74°。分别用β图和π图求其轴面产状。

(答 50°/SE∠78°)

(3) 某背斜两翼产状为 316°/NE∠50°和 74°/NW∠20°，在产状为 274°/SW∠80°的陡壁面上测得该背斜轴迹的侧伏为 NW∠60°，分别用轴迹和翼间角等分线，轴迹和枢纽线求出轴面产状。

(答 347°/SW∠59°和 343°/SW∠68°)

(4) 一背斜在平坦地面上出露的轴迹走向为 20°，在横切背斜河谷的陡壁中(陡壁面产状为 90°/S∠70°)。侧得轴迹侧伏为 E∠50°，求该背斜轴面产状。

(答 20°/SE∠46°)

(5) 岩层层面产状为 60°/SE∠40°，在层面上见擦痕的侧伏为 SW∠30°，试求擦痕线的倾伏向和倾伏角。

(答 216°∠19°)

实验八　绘制褶皱横截面图

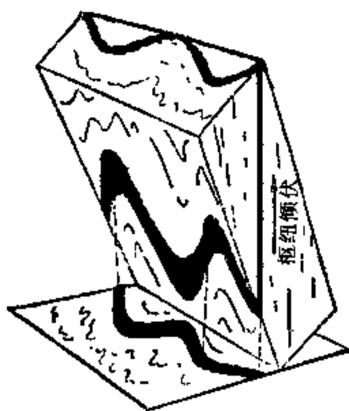
一、目的要求

学会在褶皱区地质图上绘制横截面图。

二、内容说明

褶皱横截面图是垂直于褶皱枢纽的截面投影图(实验图 17),其绘制方法与步骤如下:

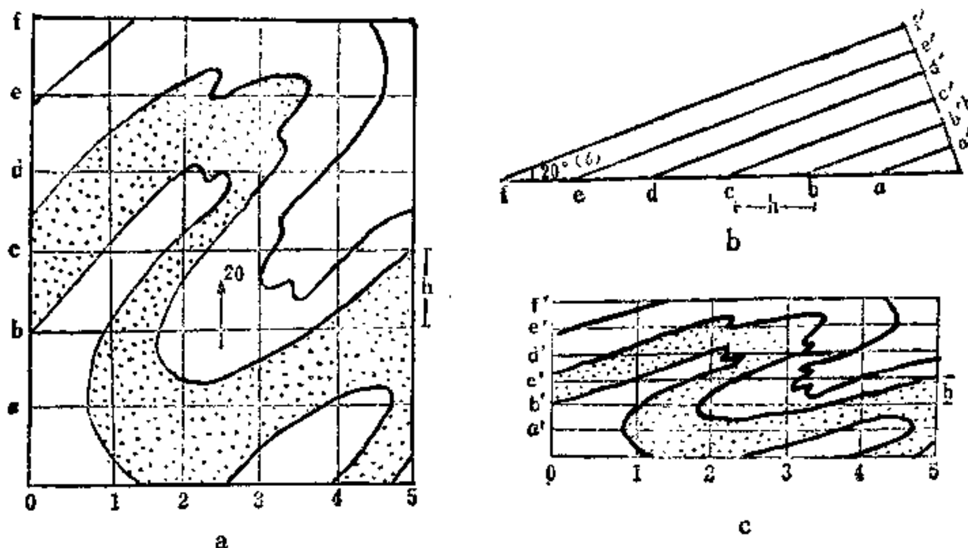
(1) 在地质图上画等间距方格,使其纵坐标线与褶皱枢纽倾伏方向平行,横坐标与之垂直(如实验图 18,a 图中 1、2、3、…及 a、b、c、…)。



实验图 17　横截面图的投影原理
(据 Hills,1972)

(2) 作横截面图上的网格,横截面图垂直于纵坐标,基线与横坐标平行并等长。平行枢纽方向的纵坐标(如实验图 18,a 图的 1、2、3、…)之间的间距保持不变,而垂直枢纽的横坐标(实验图 18,a 图的 a、b、c…)之间的间距则按 $h'=h\cdot\sin\theta$ 公式计算缩短(公式中 h 为原来坐标间距;θ 为枢纽倾伏角)。或用作图法求出(实验图 18b 图),于是画出横截面的网格,其中 a'、b'、c'、…是按缩短后的间距画的。

(3) 将平面图上的褶皱岩层界线与纵、横坐标的交点,按方格网上的相对位置标绘到横截面图上,并根据平面图上的褶皱的露头形态特征将相邻的点连成线(实验图 18c 图),即得出顺枢纽倾伏方向观察的褶皱构造形象。



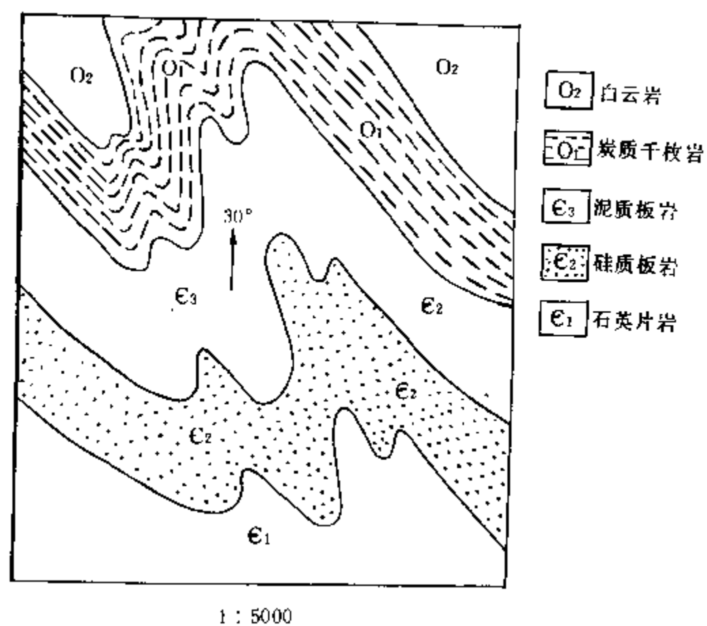
实验图 18　褶皱横截面图的绘制

a—地质图上画上等间距方格;b—计算横截面上横坐标间距缩短;c—横截面图;

h—原来的方格间距;h'—缩短后的新间距;θ—枢纽倾伏角

三、实验作业

实验图 19 的褶皱枢纽向正北倾伏，其倾伏角为 30°，试绘制该图区的横截面图。



实验图 19　某地地质图

实验九 绘制和分析构造等高线图

一、目的要求

1. 学会根据钻孔资料编制构造等高线图；

2. 学会认识分析构造等高线图所反映的构造形态。

二、内容说明

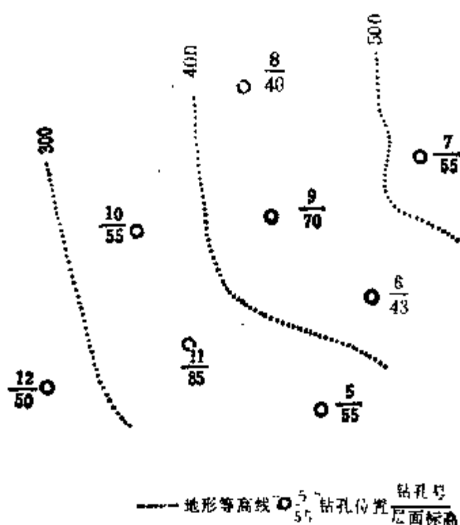
根据用等高线表现地面起伏形态的地形图绘制原理，用等高线来反映目的层顶面或底面起伏形态的一种构造图，称为构造等高线图，又称构造等值线图。这种构造图定量地、醒目地反映了地下构造、特别是褶皱构造形成。这是油、气田和煤田等一些层状矿床的勘探和开采中经常要编绘的一种重要图件。

本次实验以钻孔资料为例介绍构造等高线图的编绘方法。

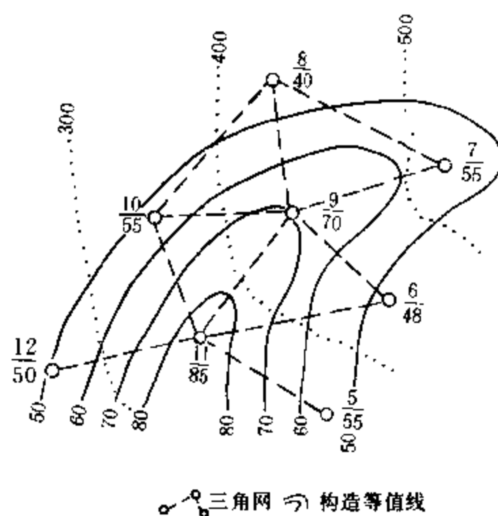
（一）编绘构造等高线图的方法

（1）首先换算目的层面标高。将钻孔孔口地面标高减去钻孔遇到目的层面的孔深，即可得出每个钻孔处目的层面的标高。如某钻孔孔口地面标高为350m；钻孔遇到目的层面的孔深为375m；则该点目的层面标高为350m－375m＝－25m。

（2）将各钻孔处换算的目的层面标高用“o $\frac{5}{55}$”形式注记在地形图上。“o”为钻孔位置；“5”为孔号；“55”为该点的层面标高（实验图20）。



实验图20 标注目的层层面标高

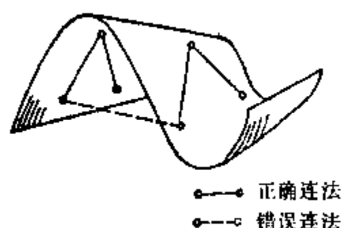


实验图21 以实验图19的资料连三角网并绘等高线

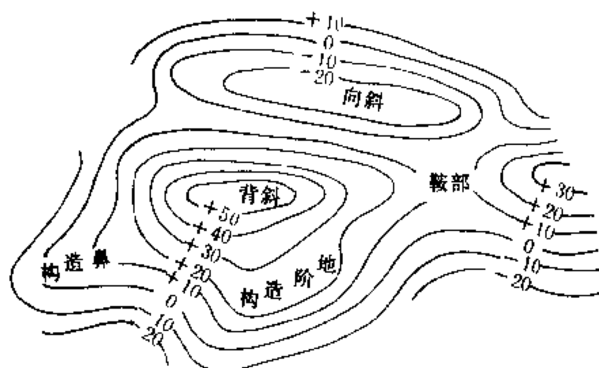
（3）联三角网。根据各点标高分布，估计脊和槽的大致位置，从最高（或最低点）向距离短、高差较大的邻点连线，构成三角网（实验图21）。注意避免将不同翼上的点相连，而歪曲构造形态（实验图22）。

（4）用内插法在三角网各边线上求等高距点。

(5) 以平滑曲线联接各等高点即得出等高线图(实验图 21)连线时应从最高(或最低)线向外依次完成。绘等高线时要注意与相邻等高线的形态协调,也要注意高程的突变,以免遗漏断层。



实验图 22　三角网的连线

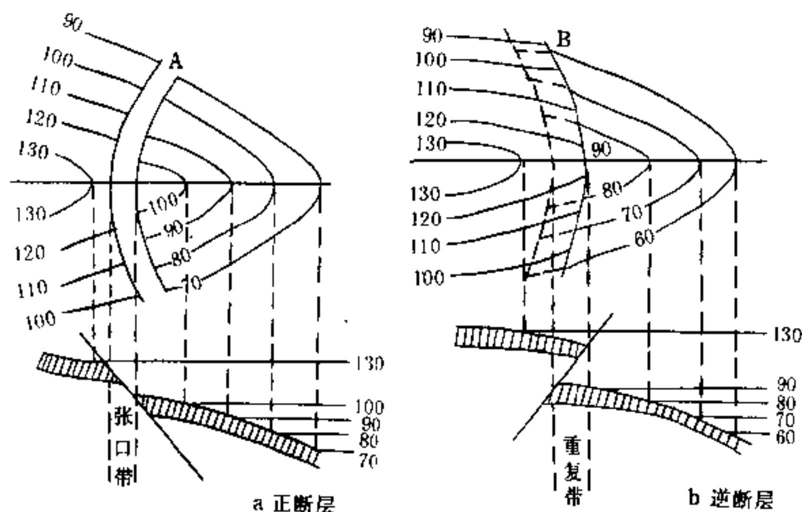


实验图 23　褶皱形态在构造等高线图上的表现

(二) 分析构造等高线图

类似于用地形等高线图分析认识地形起伏形态一样,用构造等高线图可以认识和分析由目的层面的起伏形态所反映的构造形态。

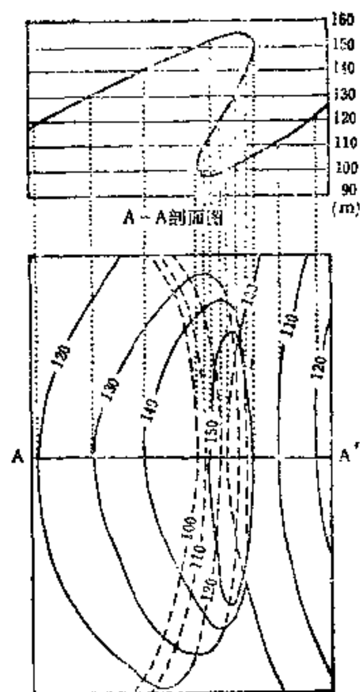
(1) 构造类型　如实验图 23,从等高线圈闭形状和高程变化,直接定量地反映出背斜、向斜和一些褶皱形态变化的细节。若出现等高线的错开或重叠等异常现象则为断层(实验图 24)。



实验图 24　断层在构造等高线图上的表现

(2) 构造的产状变化　等高线延伸方向表现岩层走向及其变化,等高线的疏密反映了岩层倾角的缓陡。用作图法可在构造等高线图上求出层面各点的产状。用实线和虚线及二者的重叠表示出岩层产状正常和倒转(实验图 25)。沿轴向等高线的疏密及高程变化,反映枢纽或脊(槽)线的纵向起伏变化。

(3) 构造组合　在较大区域的构造等高线图上,可以看到地下的褶皱及褶皱与断层的组合关系。在资料较丰富、编绘较精细的构造图上,还可以反映出次级的构造形态。



实验图 25　倒转褶皱在构造等高线图上的表现

三、实验作业

实验用图：凉风垭地区地形图(附图 8)。

(1)根据下表资料，在凉风垭地形图上绘制中侏罗统介壳灰岩顶面构造等高线图。所有钻孔和编号以及大部分目的层标高已标注在地形图上。部分未注出标高的钻孔，可根据钻孔地面高程和钻孔深度换算出该点标高，并填入表内和标注在图上相应孔位上。

(2) 分析所绘出的构造等高线图上的构造形态，并作简要描述。

凉风垭地区 J_2 介壳灰岩深度及顶面标高数据

钻孔号	深　度	目的层标高	钻孔号	深　度	目的层标高	钻孔号	深　度	目的层标高
1	220	30	11	190		21	207	
2	195	80	12	233	60	22	180	
3	235	60	13	205	70	23	198	
4	305	40	14	223	60	24	195	
5	249		15	220	70	25	220	80
6	210		16	220	90	26	200	80
7	170	100	17	200	100	27	207	
8	250	10	18	240	70	28	175	70
9	200	70	19	205	95	29	155	
10	170	100	20	196				

实验十　绘制节理极点图和等密图

一、目的要求

1. 熟练掌握以法线的极点表示和图解平面产状以及求对跖点等赤平投影的基本作图方法；

2. 学会绘制节理极点图和等密图。

二、内容说明

（一）绘制节理极点图

以节理面法线的极点表示节理面产状的赤平图就称为节理极点图。

节理极点图可在吴氏网或施密特网上绘制。但为了避免投影时频繁地转动透明纸，通常是采用与它们的投影原理相同的极等角度网或极等面积网（赖特网）绘制。其使用方法见本教材附文第三部分。

（二）绘制节理等密图

节理极点图上极点很多，难以看出各种产状的节理组的发育程度。因此，需要在许多极点中，求出各节理组的统计产状，并定量地表现节理产状的离散范围和程度。这就需要在节理极点图基础上绘制节理等密图。等密图型式类似于地形等高线图。在一种密度区里找出极密中心所代表的节理面就是这组节理的统计产状。节理等密图的绘制方法如下：

1. 节理极点统计

若节理极点图是从吴氏网或极等角度网制作而成，则以普洛宁网统计节理极点数；若极点图是以施密特网或极等面积网制成，则用密度计统计节理极点数。

（1）用普洛宁网（附图 4）统计极点的方法是将作好的极点透明纸图的基圆与普洛宁网的基圆重合，然后统计网图上每个小圆圈内（包括小圆周上）的极点数，描上小圆心并在其旁记上点数。靠近基圆的半圆内的极点数，应包括通过基圆圆心的另一个相对应的半圆内的极点数，即二个对跖半圆的极点数之和，并分别记在二个对跖半圆的圆心旁，而不论对跖半圆内有无极点。

（2）用密度计统计极点的方法如附文图 14 所示。所谓中心密度计是中间有一小圆的四方形的胶板或硬纸板，小圆半径是基圆半圆的十分之一。边缘密度计是两端两个小圆的长条胶板或硬纸板，小圆半径也是基圆半径的十分之一，两个小圆圆心连线，其长度等于基圆直径，中间有一条纵向窄缝，便于转动和来回移动。

将极点透明纸图蒙在比基圆略大的方格网上，并使网格平行极点图的 E—W、S—N 线，方格间距等于基圆半径 1/10（附文图 14）。

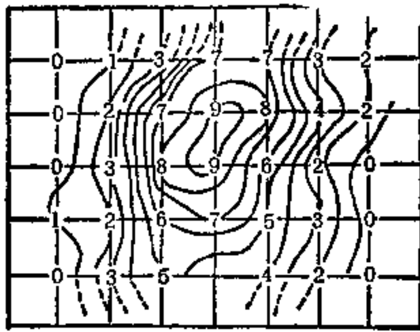
先将中心密度计的小圆圆心置于第一田字格“＋”中心，从左到右，从上到下顺序统计小圆内的极点数，并注在每一田字格“＋”中心，即小圆中心上。边缘密度计统计基圆附近残缺小圆内的极点数，将两端加起来记在有“＋”中心的那一个残缺小圆内，小圆圆心不能与“＋”中心重合时，可沿窄缝稍作移动和转动。如果两个小圆中心均在基圆圆周上，则在圆周的两个圆心上都记上相加的极点数。

以上二法所得小圆内的极点数均须换算为所占测量总数的百分比。

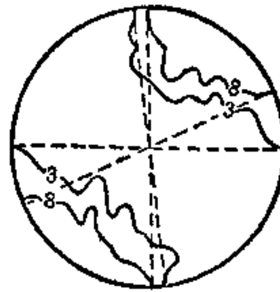
2. 连绘等密线

在用普洛宁网或密度计统计过极点数的极点图上用插入法将点数相同的点用圆滑曲线连接起来就是节理等密图（实验图 26）。

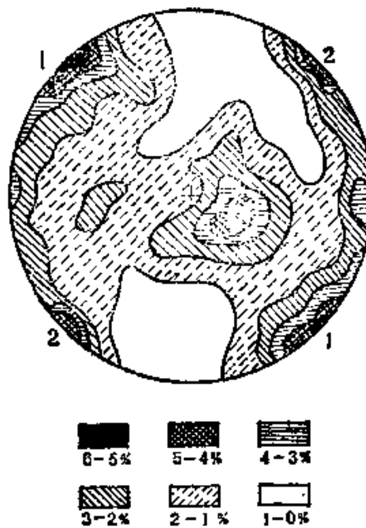
在连等密线时，应注意基圆上的等密线在两端具有对称性（实验图 27）。



实验图 26　节理等密线连法



实验图 27　基圆上等密线连法



实验图 28　节理等密图

3.确定极密和图解该点所代表的节理统计产状

取各极密区的中心点为极密点，用吴氏网或施密特网，图解出该点所代表的该组节理的统计产状。

4.图的整饰

将点数换算成百分比后，为了图件醒目、清晰，可在相邻等密线之间着上颜色或画上线条花纹，并写明图名、图例和统计产状的方位。

实验图 28 是根据 400 条节理绘制的等密图，等密线间距为百分之一。图中表明有三组节理较发育。

三、实验作业

根据下表所给资料，编制该观测点节理极点图和等密图，并图解各组的统计产状。

浙江天台县枫树殿上侏罗统中节理测量记录表

地层产状：55°/SE∠75°		节理性质：早期平面共轭剪节理	
地层时代及岩性：上侏罗统暗紫色凝灰质粉砂岩			
A 组节理测量产状		B 组节理测量产状	
305°/SW∠60°	306°/SW∠55°	312°/NE∠60°	293°/NE∠73°
317°/SW∠82°	307°/SW∠53°	330°/NE∠52°	300°/NE∠80°
302°/SW∠57°	310°/SW∠58°	356°/NE∠55°	343°/NE∠75°
305°/SW∠62°	325°/SW∠65°	308°/NE∠62°	297°/NE∠68°
325°/SW∠65°	323°/SW∠66°	331°/NE∠77°	330°/NE∠75°
307°/SW∠57°	330°/SW∠60°	331°/NE∠75°	295°/NE∠72°
305°/SW∠59°	307°/SW∠59°	297°/NE∠70°	304°/NE∠57°
305°/SW∠56°	312°/SW∠64°	307°/NE∠84°	298°/NE∠59°
305°/SW∠57°	324°/SW∠57°	327°/NE∠71°	292°/NE∠62°
320°/SW∠60°	320°/SW∠57°	325°/NE∠54°	305°/NE∠65°
305°/SW∠63°	300°/SW∠55°	298°/NE∠75°	302°/NE∠51°
302°/SW∠55°	310°/SW∠58°	320°/NE∠55°	306°/NE∠53°
310°/SW∠54°	310°/SW∠62°	295°/NE∠69°	315°/NE∠59°
325°/SW∠61°	316°/SW∠67°	329°/NE∠50°	332°/NE∠72°
310°/SW∠60°	320°/SW∠65°	323°/NE∠52°	315°/NE∠65°
320°/SW∠60°	322°/SW∠68°	333°/NE∠50°	290°/NE∠63°
325°/SW∠69°	316°/SW∠46°	328°/NE∠52°	295°/NE∠40°
327°/SW∠68°	327°/SW∠77°	320°/NE∠61°	304°/NE∠67°
315°/SW∠61°	330°/SW∠50°	300°/NE∠59°	303°/NE∠65°
323°/SW∠63°	307°/SW∠47°	321°/NE∠62°	302°/NE∠63°
313°/SW∠53°	331°/SW∠46°	306°/NE∠60°	290°/NE∠60°
325°/SW∠56°	331°/SW∠51°	320°/NE∠57°	304°/NE∠58°
286°/SW∠60°	327°/SW∠47°	320°/NE∠59°	308°/NE∠60°
325°/SW∠58°	333°/SW∠50°	306°/NE∠58°	
325°/SW∠73°	330°/SW∠70°		
310°/SW∠67°	310°/SW∠72°		
312°/SW∠62°			

实验十一　根据共轭节理求主应力轴方位并绘制构造应力场图

一、目的要求

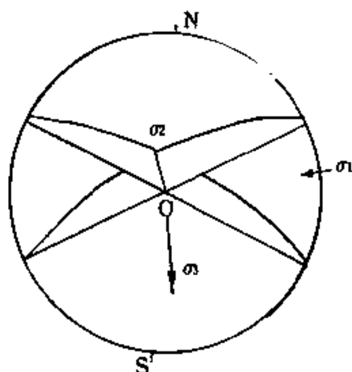
1. 学会根据共轭剪节理产状运用赤平投影方法求主应力轴的产状；

2. 学会绘制主应力迹线和构造应力场图。

二、内容说明

（一）根据共轭剪节理图解主应力轴的产状

共轭剪节理面的交线相当于中间主应力轴 σ_2，按求两平面交线的赤平投影方法图解。最大主应力轴 σ_1 和最小主应力轴 σ_3 必在与 σ_2 垂直的平面上，且两轴互相垂上。因此，可按两面夹角等分线的赤平投影方法求 σ_1 和 σ_3 轴（实验图 29）。注意 σ_1 必位于挤压象限内，σ_3 必位于拉伸象限内。



实验图 29　用共轭剪节理求主应力轴的赤平投影图

（二）绘制构造应力场图

（1）作各观测点共轭剪节理系的等密图，求出节理统计产状。

（2）根据各测点共轭剪节理的统计产状图解各测点的主应力轴产状。并将各测点的共轭剪节理和主应力轴的赤平投影（实验图 29）缩小成直径为 2cm～3cm 大小，并画在标出测点位置的地质图上。

（3）根据各点主应力轴方位的变化趋势，以平滑曲线分别编连各测点的 σ_1 和 σ_3 的迹线。当 σ_2 直立或近于直立时，σ_1 与 σ_3 两迹线彼此垂直或近于垂直；当 σ_2 中等倾斜或平缓时，σ_1 与 σ_3 两迹线彼此斜交。此时 σ_1 与 σ_3 的迹线只反映出各自的倾伏方向。

（4）断层两侧主应力迹线应分别绘制。

三、实验作业

根据下表资料求出各测点主应力轴产状，据此判断郯庐断裂性质；绘制郯庐断裂中段派生构造应力场图于附图 9 上（包括共轭节理和主应力轴的赤平投影图及主应力迹线图）。

郯庐断裂中派生共轭剪节理一览表

观测点号	共轭剪节理统计产状		形成共轭剪节理局部应力场			测点附近断层产状	判断断层运动性质
	右　行	左　行	σ_1	σ_2	σ_3		
2	271°/SW∠89°	356°/SW∠84°				10°/NW∠73°(F_1)	
4	276°/SW∠79°	351°/SW∠86°				15°/SE∠60°(F_2)	
6	278°/NE∠83°	8°/NE∠84°				20°/NW∠60°(F_3)	
8	78°/SE∠73°	8°/SE∠83°				12°/SE∠70°(F_4)	
12	282°/90°	353°/NE∠80°				10°/NW∠70°(F_5)	

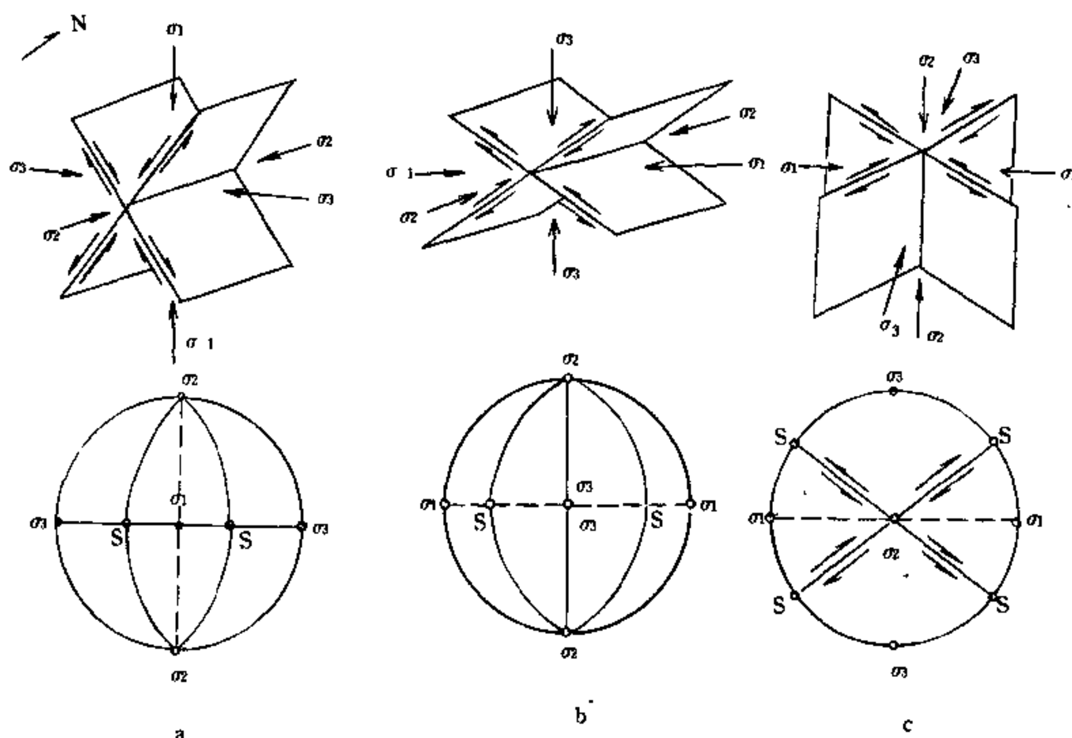
实验十二　赤平投影在断裂构造研究中的应用

一、目的要求

学会用赤平投影方法求断层产状、断层两盘动向、断层性质、总滑距以及形成断层和断层所派生的主应力轴的产状。

二、内容说明

根据实验图 30 所表示的形成正、逆、平移三种共轭断层的应力状态，可以得到如下几种几何关系。



实验图 30　共轭断层与主应力轴方位关系的立体图和赤平投影图

a—正断层；b—逆断层；c—平移断层；虚线为张断裂

(一) 共轭断层与主应力轴关系

(1) 二断层面的交线相当于 σ_2 轴，故 σ_2 轴必位于断层面上，且与断层面上的运动方向(即擦痕线方向)垂直。

(2) 若二断层面上的运动方向是向着两断面的交线，则二断层面的夹角平分线的方位就是 σ_1 轴的产状；若二断面上的运动方向是背离交线向外，则二断层面的夹角平分线方位就是 σ_3 轴的方位。在不清楚断层面动向的情况下，可假定二断层面锐角平分线作为 σ_1 轴，钝角平分线作为 σ_3 轴。

(3) σ_1、σ_2、σ_3 三轴互相垂直。因此，由两轴组成的面必与一轴垂直，即 σ_1-σ_2 面(张裂面)的法线为 σ_3 轴；σ_2-σ_3 面(挤压面)的法线为 σ_1 轴；σ_1-σ_3 面的法线为 σ_2 轴。

(4) 断面上运动方向与 σ_2 轴垂直，σ_1-σ_3 面也与 σ_2 轴垂直。因此，σ_1-σ_3 面与每一断层面的

交线(实验图 30 中的 S 点)就代表该断层面上的擦痕线,此线与 σ_1、σ_3 轴均在同一面(σ_1-σ_3)面上。在共轭断层中,有两个 S 点。

(5) 根据莫尔破裂理论,两共轭断层面对着主压应力轴 σ_1 象限的夹角(剪裂角)小于 90°,即剪裂角等于 $90°-\varphi$。断层面与 σ_1 轴的夹角是 $45°-\frac{\varphi}{2}$,φ 为内摩擦角。

若已知内摩擦角、一断层面产状和断层面上的运动方向,便可求出 σ_1 轴方位及另一共轭断层面。σ_1 轴与断层面上擦痕线的夹角为 $45°-\frac{\varphi}{2}$。在赤平投影图上,运动方向线与 σ_1 轴都在同一个(σ_1-σ_3 面)上。由实验图 30 中的运动的方向线 S 沿 σ_1-σ_3 面的大圆弧量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值即得 σ_1 轴极点,由 σ_1 轴极点再沿此大圆弧量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值就是另一断层面与 σ_1-σ_3 面的交线的极点,此线与 σ_2 轴共面,该面即另一共轭的断层面。或者由运动方向线沿此大圆弧量度剪裂角值而得的极点与 σ_2 轴共面,此面也即另一共轭的断层面。

由运动方向线(擦痕线)的极点 S 沿 σ_1-σ_3 面之大圆弧向什么方向量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值,应根据断层动向,注意判断好 σ_1 轴的大致方位而后定。一般也可依照如下原则判断:将赤平图上的 σ_1-σ_3 面之大圆弧凹侧向着操作者,以左行平移运动为主的断层,在 σ_1-σ_3 面之大圆弧上从 S 向左量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值即得 σ_1 轴极点;以右行平移运动为主的断层,即由 S 点向右量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值。以正性运动为主的断层,即从 S 向断层面大圆弧凹侧,沿 σ_1-σ_3 大圆弧量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值;以逆性为主的断层,即从 S 点向断层面大圆弧凸侧,沿 σ_1-σ_3 大圆弧量度 $45°-\frac{\varphi}{2}$ 值。

(二)断层面上运动方向及断层性质的确定

确定断层面上的运动方向和断层性质,主要依据 σ_1 轴的空间方位与断面的关系面定。在赤平图上一般也可依据下列原则确定:

(1) 在下半球赤平图上,若 σ_1 轴的极点在断层面大圆弧的凸侧,且 σ_1 与 S_1(或 S_2)的角距小于 45°,则表明该断层具逆性运动;若 σ_1 在凹侧,且 σ_1 与 S_1(或 S_2)的角距小于 45°,则表明该断层具正性运动。

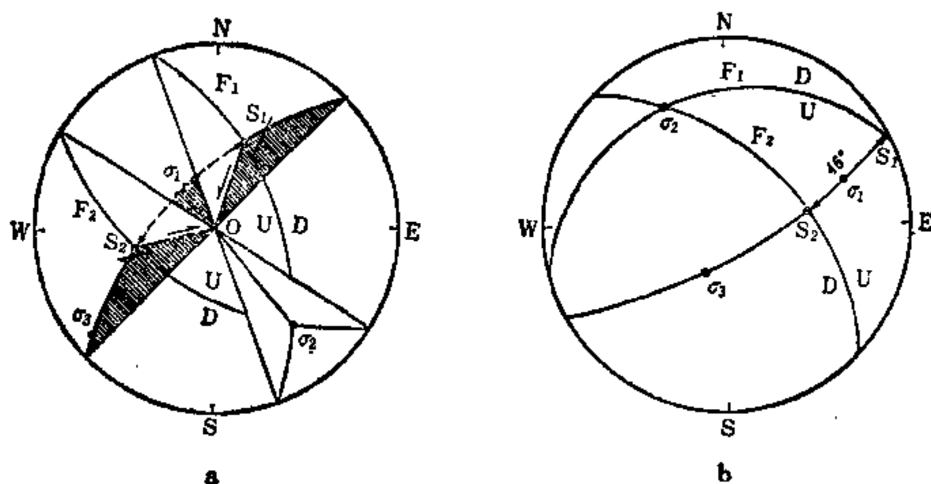
(2) 将赤平图上 σ_1-σ_3 大圆弧凸侧向着操作者,在 σ_1-σ_3 大圆弧上,若 S 在 σ_1 之右,表明断层兼有右行运动,S 在 σ_1 之左即兼左行运动;若二个 S 点均在 σ_1 极点之一侧时,以靠近 σ_1 的 S 点按上述原则判断,另一 S 点即代表相反旋向。

(3) 结合上述 1、2 两点原则,根据擦痕线侧伏角判断与上、下运动的分量,即可确定断层性质。

如实验图 31b 所示,F_1 断层(70°/NW∠20°)和 F_2 断层(316°/NE∠50°)呈共轭关系,两大圆弧交点为 σ_2 轴极点(330°∠20°),σ_1-σ_3 大圆弧与 σ_2 轴垂直,该大圆弧与 F_1、F_2 的交点 S_1 和 S_2 即代表两断层面上擦痕线,其倾伏向倾伏角就代表断层面运动方向。S_1、S_2 的锐角角距中点为 σ_1(71°∠33°),再从 σ_1 沿 σ_1-σ_3 线量度 90°角距得 σ_3(206°∠58°)。由于 σ_1 位于 F_1 断层的凹侧,当 σ_1-σ_3 大圆凸向操作者时,S_1 在 σ_1 之右,S_1 侧伏为 NE∠6°,因此,F_1 断层为右行平移正断层。σ_1 在 F_2 断层凸侧,当 σ_1-σ_3 大圆凸向操作者时,S_2 在 σ_1 之左,S_2 侧伏为 SE∠63°,因此,F_2 断层为左行平移-逆断层。S_1S_2 角距为 46°(剪裂角),内摩擦角为 $90°-46°=44°$。

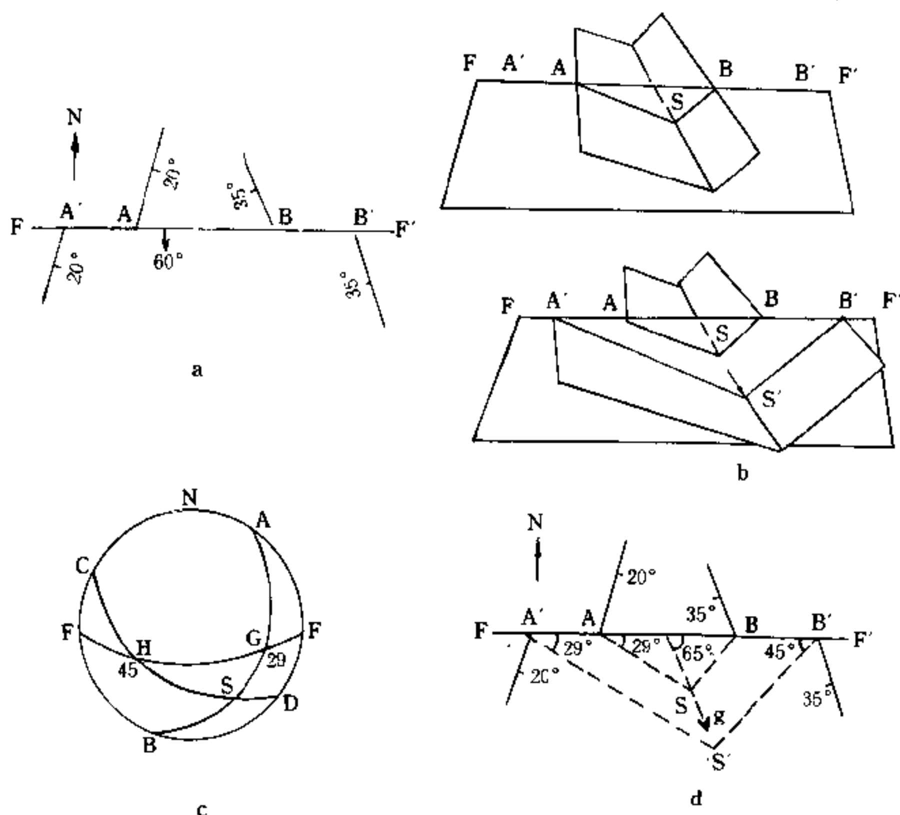
(三) 求总滑距

总滑距就是在断层面上沿擦痕线量度两相当点错动的距离。例如,实验图 32b 为 A、B 两



实验图 31　共轭断层的赤平投影

a—解析图；b—赤平图。F_1、F_2 为共轭断层；S_1、S_2 为擦痕线；U—上升盘；D—下降盘



实验图 32　求总滑距图解

a—平面图；b—透视图，上图为错断前，下图为错断后；

c—赤平投影图；d—将断层转成水平面后的平面图

矿脉的交线与断层 FF′的交点 S，经断层位移后错开为 S 和 S' 点，这两点就是相当点，SS' 线即擦痕线。假定断层位移后，矿脉产状保持不变，因此两矿脉与断层面交线 AS 平行于 $A'S'$，BS 平行于 $B'S'$。

通过赤平投影方法可求出矿脉与断层面交线及其在断层面上的侧伏（实验图 32c）。然后结合正视投影所作的平面图，即将断层面转成水平面（旋转角小于 90°），在平面图上按所求矿

脉(或岩层)与断层面交线及其在断层面上的侧伏,画出这些线(实验图 32d)。沿擦痕线量度两相当点 SS' 之间的长度,再按比例换算成实际距离,即所求总滑距。

三、实验作业

(1) 浙江省天台县余家山,走向北东 50°主断层派生共轭剪节理产状经统计后一组为 305°/NE∠81°(具右行剪切),另一组为 29°/SE∠68°(具左行剪切)。求两共轭剪节理的剪裂角、内摩擦角、主断层派生的主应力轴产状、主断层产状位移方向及主断层性质。

(答:α=80°;φ=10°;σ_1=349°∠10°;σ_2=103°∠68°;σ_3=255°∠20°;50°/SE∠72°;下盘向 228°∠12°斜落;逆-左行平移断层)

(2) 某逆-左行平移断层产状为 290°/SW∠60°,在断层面上量擦痕侧伏角为 NW∠16°。设该岩石内摩擦角为 30°,求形成该断层时的主应力轴产状及与其共轭的断层产状及性质。

(答:σ_1=76°∠2°;σ_2=170°∠56°;σ_3=345°∠33°;逆-右行平移断层)

(3) 地面上有一东西向直立断层切断 A、B 二矿脉,在断层两盘相对位移后,二矿脉产状不变,现将在地平面出露情况记录如下(所用距离是沿断层自 A 点由西向东测得,比例尺一律用 1cm=50cm):

矿脉	产状	出露断层南壁之距离	出露在断层北壁之距离
A	335°/NE∠60°	0m	50m
B	40°/NW∠40°	225m	150m

求:总滑距、擦痕线之倾伏及侧伏、南盘相对运动方向。

(答:60m;270°∠77°;南盘以 77°俯角向西斜落)

实验十三　读褶皱断层区地质图并绘制地质剖面图

一、目的要求

学会从地质图上认识分析褶皱断裂的形态，组合特征及形成时代，并学会从地质图上切割面图。

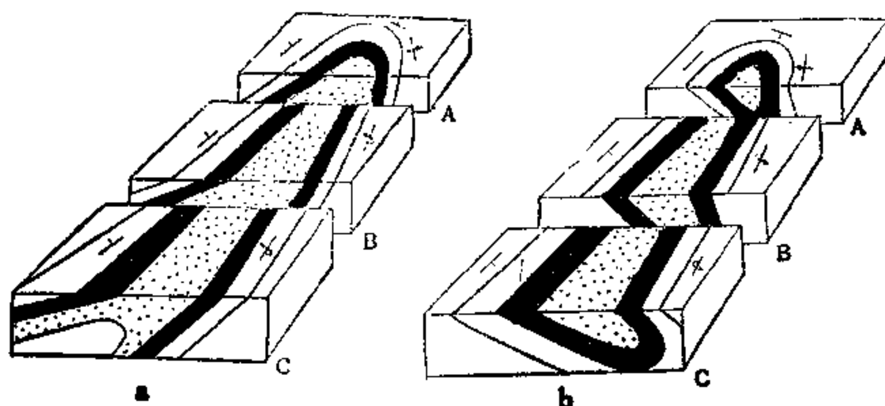
二、内容说明

(一)读褶皱区地质图

从地质图上认识分析褶皱，先要从地层分布是否有对称重复，并结合地层新老关系和地层产状，分辨出背斜和向斜(见第二章)，结合两翼地层产状、轴面与枢纽产状进一步分析的褶皱的平面、剖面形态和组合特征。

1. 倒转翼的确定

通常在褶皱倾伏端的岩层层序和产状总是正常的(实验图 33a)。如果有倒转翼，则倒转翼的岩层从翼部向倾伏端或昂起端方向，倾角一般由缓变陡(如实验图 33b 从 C 到 A)到倾伏端或昂起端转折附近岩层会出现直立产状(如实验图 33A 处)，当地面平坦时，在倾伏端和翼部，岩层露头宽度一般比在倾伏端附近的直立产状部分露头宽度要宽。



实验图 33　倒转褶皱

a—倒转背斜；b—倒转向斜

2. 判断轴面的大致产状

在地质图上，可以根据两翼产状大致判断出轴面产状。如两翼倾向相反，倾角大致相等，则轴面直立；两翼倾向、倾角基本相同，则轴面产状也与两翼产状基本一致(即为等斜褶皱)。对于两翼产状不等或一翼倒转的褶皱，无论背斜或向斜，其轴面倾向大致与倾角较小的一翼近于一致，除平卧褶皱和等斜褶皱外，轴面倾角一般是大于缓翼倾角，而小于陡翼倾角。

3. 判断枢纽的大致产状与轴迹位置

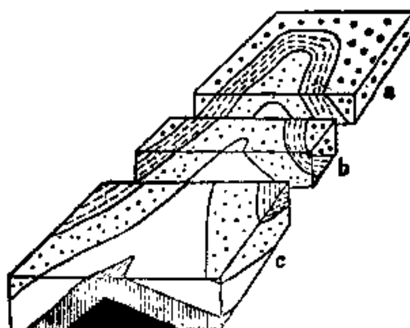
当轴面近于直立，地形较为平坦，且褶皱两翼倾角变化不大时，两翼地层界线基本上平行延伸者，可认为褶皱枢纽水平；如两翼同一岩层走向不平行，而是呈“V”形相交或呈弧形转折、则“V”形尖端或弧形凸侧指向枢纽倾伏方向，向斜反之(实验图 34)。褶皱各层界线转折端点的联线，为轴迹。

4. 转折端形态认识

在地形较平缓的情况下，轴面直立或陡倾斜的倾伏褶皱，在地质图上褶皱倾伏端的地层界线弯曲形态，大致可以反映褶皱在剖面上的转折端的形态(实验图 35)。



实验图 34　枢纽起伏在平面及纵剖面上的表现



实验图 35　褶皱转折端形态

a—箱状背斜；b—圆弧背斜；c—尖棱背斜

5. 褶皱形态描述

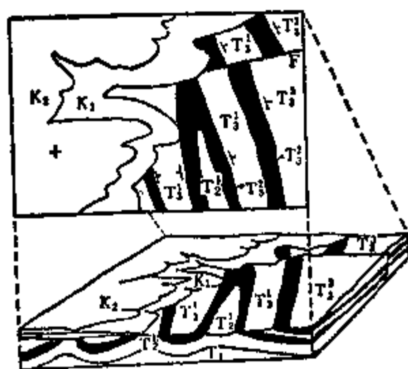
褶皱形态描述一般包括以下内容：褶皱名称(地名加褶皱类型)、位置(地理位置和所在区域构造部位)及分布延伸情况，核部位置及其组成地层，两翼地层及产状，转折端形态，轴面及枢纽产状，次级褶皱分布及特征，褶皱被断层或侵入岩体破坏情况等。现举例描述如下以供参考(摘自 1/20 万南江幅地质图说明书)。

大两会背斜，位于汉王山复式向斜南侧，其走向近东西，西起于彭家沟，往东经大两会，于王家坪倾伏长约 49km。该背斜开阔对称，两翼地层倾角约 50°～60°，枢纽呈缓波状起伏。核部在大两会一带出露寒武系，两翼依次为奥陶系至三叠系。分东、西两端枢纽倾伏处，次级褶皱发育，成指状分支，延伸不远，一般达 8km～9km，随主褶皱一起逐渐倾伏消失。

6. 褶皱组合特征的认识(见第二章)

7. 确定褶皱形成时代

主要根据地层间的角度不整合接触关系来确定褶皱的形成时代。如实验图 36 所示，该区褶皱形成于三晚叠世(T_3^3)之后，早白垩世(K_1)之前。



实验图 36　根据不整合确定褶皱形成时代

(二) 读断层区地质图

1. 断层发育区地质特征的概略分析

熟悉区内出露地层的层序、分布及产状，判定不整合接触的时代，分析区内褶皱形态特征及轴向，概略地了解断层发育状况及其切割的地层。

2. 断层性质的认识和分析

1) 断层面产状的判定

断层线是断层面在地面上的出露线。在大比例尺地形地质图上，根据断层线“V”字形的分布特征(参看实验一)，可求得断层面产状。如实验图 37 求得断层面产状为 320°/SW∠40°。

2) 两盘相对位移及断层性质的判断

断层两盘相对升降、平移并经侵蚀夷平后，如两盘处于等高平面上，则露头和地质图上

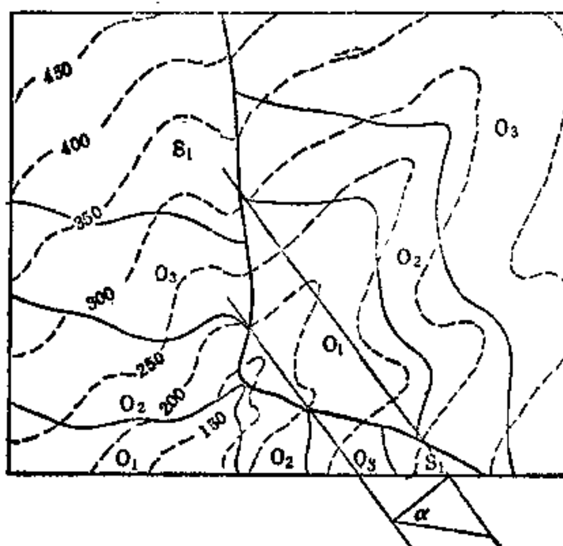
般表现出以下规律(参看第三章第四节一、二两段):

(1)走向断层或纵断层,老地层一盘为上升盘。如实验图37为走向断层,其东北盘地层较西南盘老,为上升盘,该断层为正断层。但当断层倾向与地层倾向一致,且断层倾角小于地层倾角或地层倒转时,则新地层所在一盘为上升盘。

(2)横断层切过褶皱时,背斜核部变宽或向斜核部变窄的一盘为上升盘;如为平移断层,则两盘核部宽窄基本相同。

(3)倾斜岩层或斜歪褶皱被横断层切断时,如果地质图上地层界线或褶皱轴迹发生错动,它即可以是正(或逆)断层造成,也可以是平移断层造成。这时必须参考其他特征才能确定其相对位移方向。若是由正(或逆)断层造成的地质界线错移,则地层界线向该地层倾向方向移动的一盘为相对上升盘。若是褶皱,则向轴面倾斜方向移动的一盘为上升盘。

根据以上所确定的断层位移,再结合断层面产状,即可确定断层的性质。



实验图37 求解断层面产状

3.断距的测定

在大比例尺地形地质图上,如果两盘岩层产状稳定,在垂直岩层走向方向上可以求出以下各种断距。

1) 铅直地层断距的测定

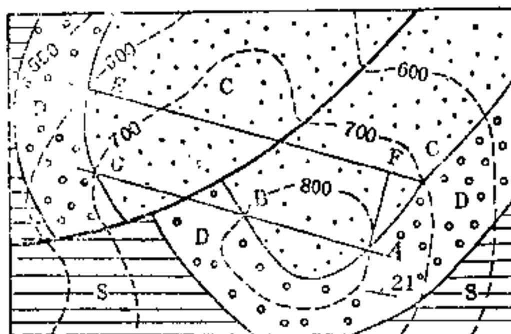
在地质图上求铅直地层断距时,只要在断层任一盘上,作某一层面某一高程的走向线,延长穿过断层线与另一盘的同一层面相交。此交点的标高与走向线之间的标高差,即为铅直地层断距(如实验图38)。如图中断层东南盘泥盆系顶面作800m高走向线AB,延长过断层线,使之与另一盘同一层面相交于G点,G点标高为700m,与800m走向线之间的高差为100m,即断层的铅直地层断距。

2) 水平断距的测定

在地质图上断层的两盘绘出同一层面等高的走向线,两走向线间的垂直距离,即水平断距(实验图38)。图中断层线两盘泥盆系顶面两条700m高程走向线之间的垂直距离(FA)为1cm,按该图比例尺(1:50000)计算,该断层的水平断距为500m。

3) 求地层断距

如第三章图3-7b所示,铅直地层断距hg、水平断距hf和地层倾角(α)为已知,就可按三



比例尺1:50000

实验图 38　在地质图上求断距

角关系式算出地层断距 h_0($h_0=hg\cos a$ 或 $h_0=hf\cdot\sin a$)。

4. 断层时代的确定

根据角度不整合判断，断层一般发生在被错断的最新地层之后，而在未被错断的上覆不整合面以上的最老地层之前；也可根据被断层切割的岩体时代来推断断层时代。

5. 断层的描述内容

一条断层的描述内容一般包括断层名称(地名＋断层类型、或用断层编号)、位置、延伸方向、主要通过地点和延伸长度等；还应描述断层面产状；图两盘出露地层及产状；地层重复、缺失及地质界线和构造线错开特征；两盘相对位移方向；断距大小；断层与其他构造的关系；断层形成时代及力学成因等等。

三、实验作业

1. 分析求解望洋岗地质图(附图 10)

主要分析图中断层产状、性质、以及不整合以下与以上地层中的断层断距。

2. 综合分析金山镇地质图

主要分析图中褶皱、断层的发育特点及其对侵入体分布的控制关系。

(注：本实验内容较多，可配合讲课分 3～4 次讲解及完成作业)

实验十四 构造模拟实验

一、目的要求

1. 通过泥料模拟实验，了解在不同方式的外力作用下，试件的形变过程以及应力与应变的关系，并进行力学分析；

2. 基本熟悉泥料模拟实验的一般方法和步骤。

二、内容说明

构造模拟实验是研究构造，进行认识、分析各种地质构造现象的十分重要的方法之一。实验是在室内特定条件下，选用适当材料，按相似理论的原则，使试件遭受地质环境类似的温度、压力作用下进行的。实验仿制出与实际地质构造相似的模型体，用以分析研究地壳上某些构造形态及其组合型式产生原因和形成过程。

构造模拟实验方法很多，目前主要采用泥料模拟法，光测弹性模拟法和高温、高压模拟法等，本实验主要介绍泥料模拟实验。

选用泥料作实验材料，较沥青、石腊、纸浆、毛毯、橡皮泥、塑料等优点多。如泥料塑性大，并具有微弱弹性，可以在短时期内模拟自然界岩石在长期受力作用条件下所发生的构造现象。泥料成分变化幅度大，可按不同比例掺合粘土或粉砂改变其力学性质；也可掺合一些疏松的纤维物质如纸浆等，以增加其弹性；此外，还可以利用掺水分量的多少来改变其力学性质，以适应不同要求的实验。如褶皱和断裂的实验对泥料软硬就有不同的要求，也便于安排同一实验不同部位的不同边界条件。如作多层次的挤压实验，要求有不同软硬材料组合。作旋扭实验，中心要求硬泥料，外盘要求软泥料。

作实验时需要注意下列事项：

(1) 按实验要求，将一定配方的泥料捣碎过筛(孔径 0.6mm～0.8mm)，然后，加水揉匀，作好各种形状的湿泥块试件。

(2) 将湿泥块放置实验模板上，压紧、铲平、抹光。若作褶皱时，为使其清晰和易于保存，常用一张极薄的纸(如棉纸、宣纸等)小心铺在泥块上，注意不要使它产生人为的皱纹。

(3) 进行试验时，用力要均匀、缓慢。自始至终详细观察试件所出现的现象及其变化的全过程，并作简单的素描和记录。

(一) 单向水平压缩实验

取一近方形各边长 8cm～10cm，厚约 2cm～4cm 的泥模，将各面抹平滑，并在各面中心位置轻轻印上一个浅圆圈，记录试件各边长度和圆圈直径大小数据。然后把泥模放到模板(实验图 39)或压缩仪上，对手柄旋加水平挤压外力，边压缩边观察泥模变化，直至各面出现显著的节理、褶皱和断层等构造现象为止。其观察和记录要点如下：

(1) 在单向水平挤压过程中测量泥模被压缩后各边的长度，注意泥块塑性流动方向及各面圆圈变为椭圆形变化。确定出变形椭球 A、B、C 三个主应变轴的位置及其变化情况。

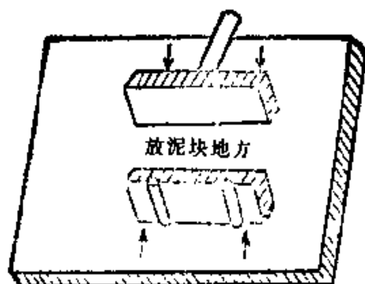
(2) 在变形过程中仔细观察各种节理的类型、发育的先后顺序及其相互关系。比较它们之间的发育程度。

(3) 注意各种节理的组合规律，测量共轭剪切节理形成时的夹角大小，并进行力学分析，了解它们发育的成因联系。

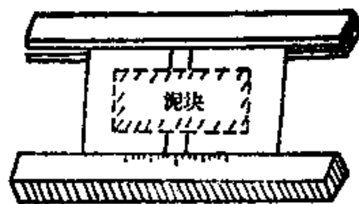
(4) 当泥模隆起形成褶皱时，应注意观察褶皱的形态，规模和大小，轴面和枢纽倾伏变化，

背斜顶部的追踪张节理及在陡翼的逆断层形成情况。

(5) 受力挤压时,观察单层和多层,软硬材料夹层在深部形态的变化,层间活动和脱顶构造发育情况等。



实验图 39　单向压缩模板



实验图 40　单向拉伸模板

(二) 单向水平拉伸实验

取长方形泥模,以长宽比约 7∶1 为宜,厚 0.5cm～1cm,放置于拉伸模板上(实验图 40)。然后两手缓提向二侧拉伸模板,泥模在张应力作用下出现变形。应注意从以下几方面观测:

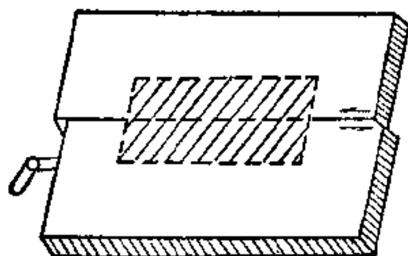
(1) 当使用塑性较大的泥料进行模拟时,泥模在中段出现颈缩过程而后断开;

(2) 当使用脆性较大的泥料进行模拟时,泥模在中段出现明显吕德尔线的两组剪切裂缝,进而以追踪张裂方式而断开;

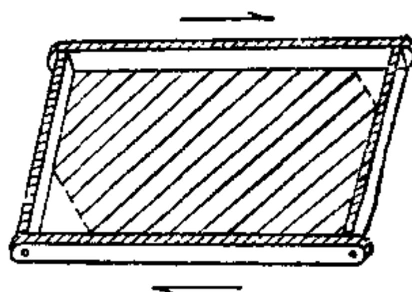
(3) 注意判别单向水平压缩和单向水平拉伸所形成的变形构造的异同。

(三) 基底水平剪切实验

将厚约 1.0cm～1.5cm,长宽为 20cm×10cm 的泥模,放置于扭动模板或剪切仪上,并将其压紧粘结在模板上;将其表面抹光,在位于模板剪切缝上泥模表面印上两个浅圆圈,刻划二个相互垂直的直径。然后,推动或摇动剪切仪手把,缓慢均匀地施以剪切力,边施力边观察泥模变化,直至出现明显节理、褶皱和断层等构造现象为止(实验图 41)观察和记录要点如下:



实验图 41　基底剪切模板
(斜线地方放泥料)



实验图 42　活框扭动模板
(斜线地方放泥料)

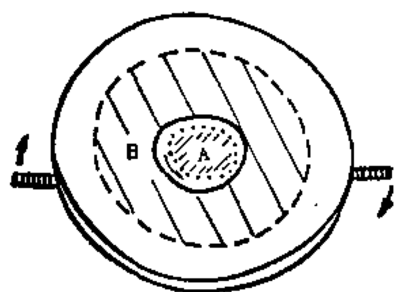
(1) 在剪切扭动中,泥模上两个圆变为椭圆,圆上两条相等直径线演化为长短不一经线,并随扭动而发生方位变化。据此可确定变形椭球体 A、B、C 三个主应轴的位置,进行力学分析。

(2) 观察形成小褶皱的枢纽方位;测量 A 轴与剪切运动方向的夹角;注意雁列式褶皱排列规律及其影响因素。

(3) 剪切扭动中,若出现两组剪节理,一组与扭动方向近于平行;另一组与扭动方向近于

直交。两组节理相交的锐角等分线指向压应力方向。注意它们发展演化的情况，其中前者常发育较好，形成羽列现象；后者发育较差。同时应结合力学分析进行解析。

(4) 当使用活框扭动模板进行实验时，先将泥模铺满在不同规格的活框内，并在施力前方两对角框内，留出二个空隙(实验图 42)。然后，将泥模表面抹光，印上 1 个～2 个浅圆圈，再对活框两侧施以力偶就可进行观察和记录。同时对比二种剪切实验所形成构造形态的异同。

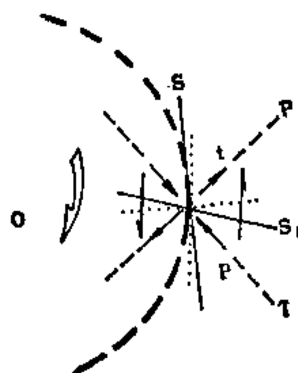


实验图 43　旋扭实验模板

(四)旋扭实验

取较脆硬泥料填于如实验图 43*A* 的位置上；然后，在 *B* 的位置铺一层软硬适中较薄的泥料，其厚约 1cm～1.5cm，抹光表面。然后，再扭动手柄进行旋转。与此同时，注意边观察、边记录分析：

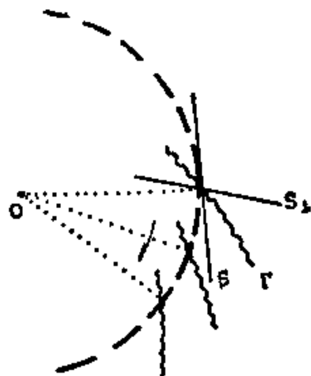
(1)如用的泥料脆性较强，在泥模面上首先出现近于切线和曲率半径方向的两组共轭剪节理 SS 和 S_1S_1(实验图 44)。旋扭继续进行，剪节理走向不断改变，近曲率半径方向(S_1S_1)一组发育较差。近切线方向(SS)一组发育较好，最后并演化成弧形追踪张性破裂(实验图 45)。它们有规律地向一个方向收敛、向另一方向撒开，外旋指向收敛方向。



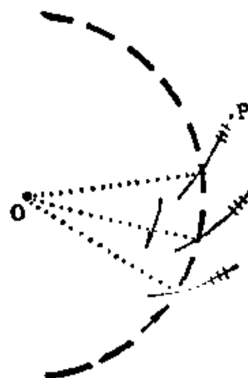
实验图 44　泥饼旋扭带中形成的 SS 及 S_1S_1 为两组剪节理

SS 发育好；S_1S_1 发育不好。半箭头表示扭动方向；直箭头各表示主压应力和主张应力作用方向；*PP* 为压应力(*P*)作用面；*TT* 为张应力(*t*)作用面

(2)若用柔软泥料，泥模面上同时会发育褶皱和两组共轭剪节理。为使褶皱更好显示出来，试验前可在泥模上铺一张薄棉纸或宣纸。出现的褶皱走向与主张应力方向一致；它们随旋扭作用的继续进行而不断改变其方向，形成向一个方向收敛，向另一方向撒开，内旋方向指向收敛的方向的有规律的褶皱群(实验图 46)。



实验图 45　追踪剪节理而产生的弧形张性破裂



实验图 46　旋扭褶皱或挤压面的排列方式与扭动关系

三、实验作业

(1) 对上述各项实验,将观察结果以附表的格式记录;

(2) 绘制各项实验结果的素描图,条件许可时应拍摄像片留存;

(3) 对泥模进行力学分析,探讨有关各种地质构造现象形成的力学机制。

构 造 模 拟 实 验 记 录 表

实验名称		实 验 材 料		
泥模规格	长(cm)	宽(cm)	厚(cm)	
泥模的性质				
变形前圆径(cm)				
变形后椭圆长短径	长轴(cm)	短轴(cm)		
加力的性质	挤压	拉伸	剪切	旋扭
变形构造(节理、褶皱、断层)形成先后次序及相互关系				
变形构造成果的力学分析				
素描分析图				

实验者　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　实验日期

实验十五　构造标本模型观察

一、目的要求

1. 通过构造标本观察，认识和分析各种小型构造的形态特征；

2. 通过显微镜下薄片观察，认识显微构造基本特征。

二、内容说明

(一)沉积构造标本和薄片

(1) 各种沉积岩原生构造标本，如粒序层理、斜层理、波痕、干裂、雨痕、复理石印模、痕迹化石等形态特征及判别岩层顶底方法；

(2) 若干沉积岩薄片中显微原生构造特征认识。

(二) 褶皱构造标本和薄片

(1) 小型褶皱的要素如枢纽、轴面等的观察；

(2) 观察各种类型的小型褶皱形态特征，褶皱不同部位岩层厚度变化，褶皱的纵、横剖面及深度变化；

(3) 小型褶皱中伴生断裂的特点及相互关系的力学分析；

(4) 对变质岩显微构造现象的观察，如矿物的变形、形体定向、异常消光及褶皱形态变化。

(三) 断裂构造标本和薄片

(1) 张节理和剪节理的形态区别，排列组合方式及后期充填方式，发育部位与褶皱、断裂关系及其力学分析；

(2) 断层面的擦痕、擦脊、擦槽、阶步的观测及其相对动向判析；

(3) 拉张性断层角砾岩和挤压性滚动角砾岩、断层泥砾岩的认识和区别；

(4) 结合薄片观察各种构造岩如压碎岩、粒化岩、糜棱岩等成分和结构变化特征(形体和晶格定向、异常消光、镶边构造、硅化现象等)；

(5) 各种动力构造薄膜的观察(成分与结构变化)与认识；

(6) 构造透镜体的观察和分析。

(四) 面理、线理标本及薄片

(1) 破劈理、折劈理的形态特征，发育程度及与层理的关系；

(2) 挤压片理、流劈理、片麻理特征的观察，了解挤压片理与断裂关系，片理、流劈理与层理及褶皱关系；

(3) 生长线理、滚动线理、褶纹等的特点及与其他构造关系；

(4) 面理和线理的显微构造观察，微劈石的结构特征，劈理面、片理面上矿物排列情况等。

(五) 多次变形构造标本及薄片

(1) 观察多次变形构造中反映的变形发育先后顺序及叠加干涉标志和特征；

(2) 多次变形构造薄片观察，了解显微叠加、干涉变化特征和证据。

三、实验作业

(1) 对上述五类标本、薄片进行仔细观察和记灵，可能条件下进行初步力学分析；

(2) 进行典型构造现象的标本、薄片素描。

实验十六　综合读图及分析地质构造并绘制地质剖面图

一、目的要求

1. 选择内容较为广泛的地质图。通过综合读图制作图切剖面图与构造纲要图，对该区地形、地层、岩石、构造、可能存在的矿产等方面特征有一全面的认识，在此基础上阐述和分析该区地质发展历史；

2. 初步学会和掌握编写构造报告的内容和方法。

二、内容说明

地质构造的综合分析是使学生较全面地掌握构造地质学的基本理论、知识和技能的一个重要方面，也是提高学生分析问题与解决问题能力的重要教学环节。室内练习综合分析地质构造的方式很多，其中之一就是综合读图。根据一定的已知条件编制简单的地质图；根据一定的资料编写专题研究报告等。本实验采用综合读图方式作为本课程学习结束的一个全面总结。

（一）构造纲要图

构造纲要图是以地质图为基础编制的，以不同的线条、符号和色调（见附录Ⅰ、Ⅱ）表示一个地区地质构造的一种图件。构造纲要图的内容如下。

（1）构造层　将划分各构造层的角度不整合画在图上，标出各构造层时代代号或色调，一般时代愈老色调愈深，时代愈新色调愈浅。

（2）断层　各类断层用规定符号表示，并注明名称和编号。不同时代断层可用不同颜色的符号表示。

（3）褶皱　褶皱用轴迹线表示，轴迹线的宽窄反映核部或褶皱的宽度变化。褶皱的倾伏应用枢纽产状表示。

（4）岩体　绘出岩体界线和内部岩（相）带界面，注明岩石代号及其时代，并标出有代表性的原生构造产状。

（5）标出代表性地层的节理、面理、线理产状。

（6）完成图的规格，如图名、比例尺、图例等。

（二）区域构造报告

区域构造报告是在综合分析地质图、剖面图、构造纲要图基础上编写的，内容包括：

第一章，引言　简述综合读图的目的、要求、所读图幅名称、比例尺、图区地形轮廓以及完成作业情况。

第二章，构造概述　在简述区内地层分布及其接触关系之后，重点阐述构造。首先概括区内构造的总体特征，如以何种构造为主（以褶皱为主或以断裂为主），构造的方向性，构造单元或构造层的划分等。描述构造可采用以下几种方式：

（1）按构造单元；

（2）按构造层；

（3）按构造类型；

（4）按构造组合；

（5）按构造方位等。

以上各种方式可以互相配合，实际上也常常是相关的。例如，构造单元的划分与构造层的